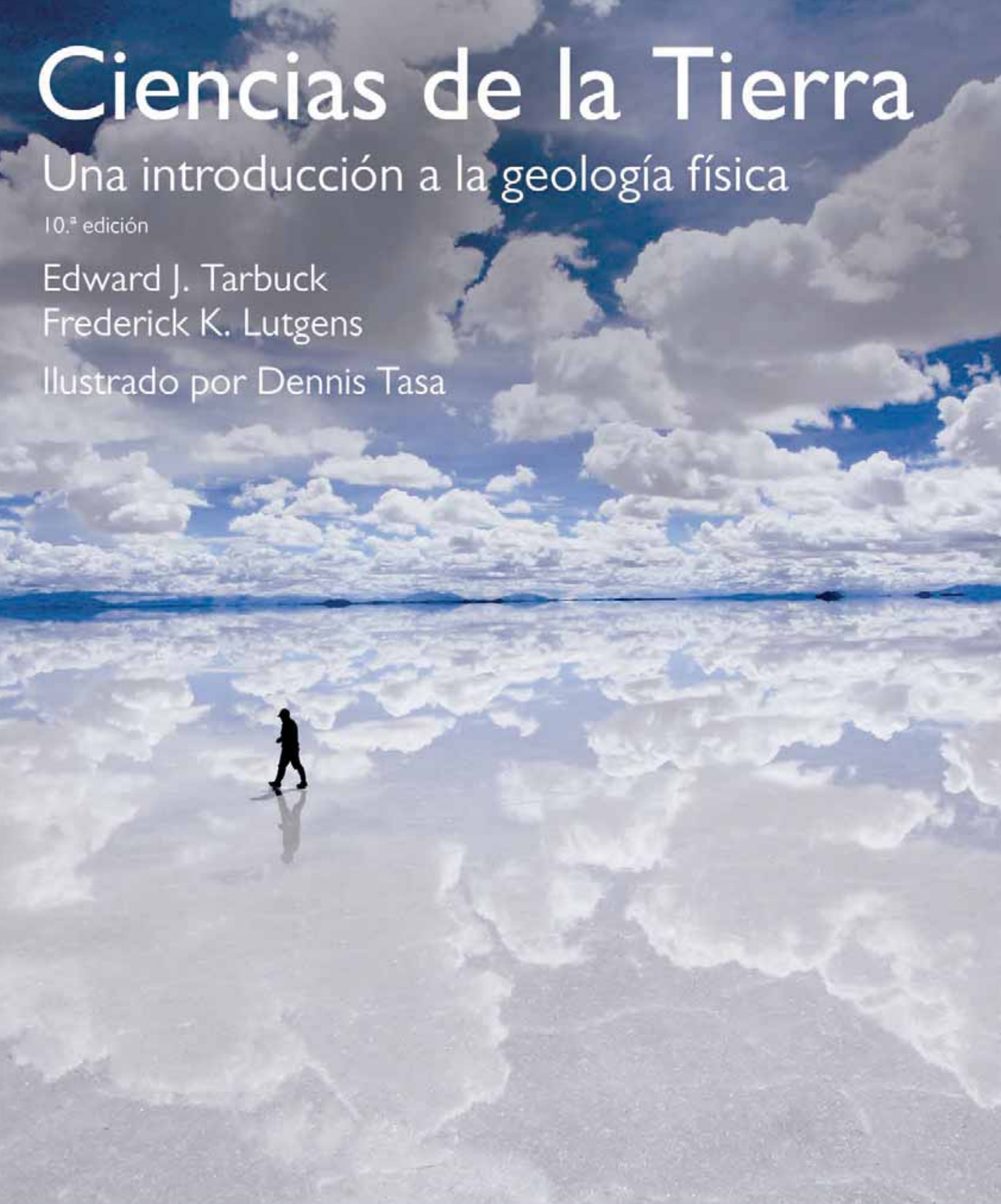
Ciencias de la Tierra

Una introducción a la geología física

10.ª edición

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

Ilustrado por Dennis Tasa



ALWAYS LEARNING

PEARSON

Ciencias de la Tierra

Una introducción a la geología física

Ciencias de la Tierra

Una introducción a la geología física

Décima edición

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

Ilustrado por
Dennis Tasa

Traducción
AMR traducciones

Revisión técnica
Dolores García del Amo
Facultad de Ciencias
Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED)

PEARSON

Datos de catalogación bibliográfica

Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física,
Décima edición
Edward J. Tarbuck, Frederick K. Lutgens, Dennis Tasa

PEARSON EDUCACIÓN, S.A., Madrid, 2013

ISBN: 978-84-9035-383-7

Materia: Geología y ciencias afines, 55

Formato: 215 × 270 mm Páginas: 880

Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de sus titulares, salvo excepción prevista por la ley. Diríjase a CEDRO (Centro Español de Derechos Reprográficos) si necesita fotocopiar o escanear algún fragmento de esta obra (www.conlicencia.com; 91 702 19 70 / 93 272 04 47).

Todos los derechos reservados.

© PEARSON EDUCACIÓN, S.A., 2013
C/ Ribera del Loira, 28
28042 Madrid (España)
www.pearson.es

Authorized translation from the English language edition, entitled EARTH: AN INTRODUCTION TO PHYSICAL GEOLOGY, 10th Edition by EDWARD TARBUCK; FREDERICK LUTGENS; DENNIS TASA, published by Pearson Education, Inc, publishing as Benjamin Cummings, Copyright © 2011

All rights reserved. No part of this book may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording or by any information storage retrieval system, without permission from Pearson Education, Inc.

SPANISH language edition published by PEARSON EDUCACION S.A., Copyright © 2013.

ISBN: 978-84-9035-383-7
Depósito Legal: M-12300-2013

Equipo editorial:
Editor: Miguel Martín-Romo
Técnico editorial: María Vázquez

Diseñadora Senior: Elena Jaramillo
Diseñador Técnico: Pablo Hoces de la Guardia

Equipo de producción:
Directora: Marta Illescas
Coordinadora: Tini Cardoso

Diseño de cubierta: Copibook, S.L.
Composición: Copibook, S.L.
Impreso por:

IMPRESO EN

Nota sobre enlaces a páginas web ajenas: este libro incluye enlaces a sitios web cuya gestión, mantenimiento y control son responsabilidad única y exclusiva de terceros ajenos a PEARSON EDUCACIÓN, S.A. Los enlaces u otras referencias a sitios web se incluyen con finalidad estrictamente informativa y se proporcionan en el estado en que se encuentran en el momento de publicación sin garantías, expresas o implícitas, sobre la información que se proporcione en ellas. Los enlaces no implican el aval de PEARSON EDUCACIÓN S.A. a tales sitios, páginas web, funcionalidades y sus respectivos contenidos o cualquier asociación con sus administradores. En consecuencia, PEARSON EDUCACIÓN S.A., no asume responsabilidad alguna por los daños que se puedan derivar de hipotéticas infracciones de los derechos de propiedad intelectual y/o industrial que puedan contener dichos sitios web ni por las pérdidas, delitos o los daños y perjuicios derivados, directa o indirectamente, del uso de tales sitios web y de su información. Al acceder a tales enlaces externos de los sitios web, el usuario estará bajo la protección de datos y políticas de privacidad o prácticas y otros contenidos de tales sitios web y no de PEARSON EDUCACIÓN S.A.

Este libro ha sido impreso con papel y tintas ecológicos

CONTENIDO BREVE

CAPÍTULO 1
Introducción a la Geología 2

CAPÍTULO 2
Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica 22

CAPÍTULO 3
Materia y minerales 84

CAPÍTULO 4
Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva 124

CAPÍTULO 5
Los volcanes y los riesgos volcánicos 158

CAPÍTULO 6
Meteorización y suelo 200

CAPÍTULO 7
Rocas sedimentarias 230

CAPÍTULO 8
Metamorfismo y rocas metamórficas 262

CAPÍTULO 9
El tiempo geológico 292

CAPÍTULO 10
Deformación de la corteza 318

CAPÍTULO 11
Los terremotos y los riesgos sísmicos 344

CAPÍTULO 12
El interior de la Tierra 380

CAPÍTULO 13
Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico 406

CAPÍTULO 14
Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes 436

CAPÍTULO 15
Procesos gravitacionales: obra de la gravedad 464

CAPÍTULO 16
Corrientes de aguas superficiales 492

CAPÍTULO 17
Aguas subterráneas 530

CAPÍTULO 18
Glaciares y glaciaciones 564

CAPÍTULO 19
Deformación de la corteza 600

CAPÍTULO 20
Líneas de costa 626

CAPÍTULO 21
El cambio climático global 666

CAPÍTULO 22
La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico 706

CAPÍTULO 23
Energía y recursos minerales 746

CAPÍTULO 24
Geología planetaria 780

APÉNDICE A
Comparación entre unidades métricas y británicas 821

GLOSARIO 823

ÍNDICE ANALÍTICO 841

CONTENIDO

Prólogo XXI

1 Introducción a la Geología 2

La ciencia de la geología 4
La geología, el ser humano y el medio ambiente 5
Algunas reseñas históricas acerca de la geología 7
Catastrofismo 7
Perfil profesional Oportunidades laborales en Geociencias 8
Nacimiento de la Geología moderna 9
La Geología actual 9
Tiempo geológico 10
La magnitud del tiempo geológico 10
La datación relativa y la escala de tiempo geológico 10
Naturaleza de la investigación científica 12
Hipótesis 12
Teoría 15
El método científico 15
La tectónica de placas y la investigación científica 15
Las esferas de la Tierra 17
Una visión de la Tierra 17
Hidrosfera 18
Atmósfera 19
Biosfera 19
Geosfera 20
La Tierra como un sistema 20
La ciencia del sistema Tierra 20
El sistema Tierra 22
Evolución de la Tierra primitiva 23
El origen del planeta Tierra 24
Formación de la estructura en capas de la Tierra 26
Estructura interna de la Tierra 26
La corteza de la Tierra 27
El manto de la Tierra 27
El núcleo de la Tierra 28
¿Cómo sabemos lo que sabemos? 28
La superficie de la Tierra 29
Principales características de los continentes 32
Principales características del fondo oceánico 33
Las rocas y el ciclo de las rocas 34
Tipos básicos de rocas 34
El ciclo de las rocas: uno de los subsistemas de la Tierra 38
Resumen 40
Términos fundamentales 41
Preguntas de repaso 41
MasteringGeology 42
Recuadro 1.1 Enteder la Tierra El estudio de la Tierra desde el espacio 14
Recuadro 1.2 Enteder la Tierra ¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico 16

2 Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica 44

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época 46

Evidencias: el rompecabezas continental 47
Evidencia: los fósiles coinciden en costas opuestas de los mares 47
Evidencia: tipos de roca y características geológicas 49
Evidencias paleoclimáticas 49
El gran debate 50
Rechazo de la hipótesis de la deriva continental 51
La deriva continental y el método científico 51
Deriva continental y paleomagnetismo 51
El campo magnético de la Tierra y el paleomagnetismo 52
Deriva polar aparente 52
Comienzo de una revolución científica 54
La hipótesis de la expansión del fondo oceánico 55
Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico 56
Tectónica de placas: el nuevo paradigma 58
Las principales placas de la Tierra 59
Bordes de placa 62
Bordes divergentes 62
Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico 62
La fragmentación continental 63
Bordes convergentes 64
Convergencia oceánica-continental 65
Convergencia oceánica-oceánica 65
Convergencia continental-continental 66
Bordes de falla transformante 68
¿Cómo cambian las placas y los bordes de placa? 69
Comprobación del modelo de la tectónica de placas 70
Pruebas procedentes de sondeos oceánicos 70
Puntos calientes y plumas del manto 72
Medición del movimiento de placas 73
Plumas del manto y movimientos de las placas 73
El paleomagnetismo y los movimientos de placas 75
Medición de las velocidades de las placas desde el espacio 76
¿Qué impulsa los movimientos de las placas? 76
Convección placa-manto 76
Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas 77
Modelos de convección placa-manto 78
La importancia de la teoría de la tectónica de placas 80
Resumen 80
Términos fundamentales 81
Preguntas de repaso 81
MasteringGeology 82
Recuadro 2.1 **Enteder la Tierra** Alfred Wegener (1880-1930): explorador polar y visionario 53
Recuadro 2.2 **Enteder la Tierra** La prioridad de las ciencias 59
Recuadro 2.3 **Enteder la Tierra** Fragmentación de Pangea 71

3
Materia y minerales 84
Minerales: componentes básicos de las rocas 86
Átomos: las unidades de construcción de los minerales 89
Propiedades de los protones, neutrones y electrones 89
Los elementos definidos por su número de protones 89
¿Por qué se unen los átomos? 90
Enlaces iónicos: la transferencia de electrones 91
Enlaces covalentes: compartiendo electrones 92
Enlaces metálicos: los electrones tienen libertad de movimiento 93
Otros enlaces: enlaces híbridos 93
Isótopos y desintegración radiactiva 94
Cristales y cristalización 94
¿Cómo se forman los minerales? 94
Estructuras cristalinas 96
Variaciones de composición en los minerales 99
Variaciones estructurales de los minerales 100
Propiedades físicas de los minerales 101
Propiedades ópticas 102
Forma o hábito del cristal 103
Fuerza mineral 103
Densidad y peso específico 106
Otras propiedades de los minerales 106
Denominación y clasificación de los minerales 107
Clasificación de los minerales 107
Principales clases de minerales 108

Los silicatos . . . 108
El tetraedro silicio-oxígeno . . . 109
Ensamblaje de las estructuras de los silicatos . . . 110
Silicatos comunes . . . 111
Los silicatos claros . . . 111
Los silicatos oscuros . . . 114
Minerales no silicatados importantes . . . 116
Resumen . . . 120
Términos fundamentales . . . 121
Preguntas de repaso . . . 121
MasteringGeology . . . 122
Recuadro 3.1 El hombre y el medio ambiente Hacer vidrio a partir de minerales . . . 88
Recuadro 3.2 El hombre y el medio ambiente Asbesto: ¿cuáles son los riesgos? . . . 99
Recuadro 3.3 La Tierra como sistema Piedras preciosas . . . 118

4 Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva . . . 124
Magma: el material parental de las rocas ígneas . . . 126
La naturaleza de los magmas . . . 126
De los magmas a las rocas cristalinas . . . 127
Procesos ígneos . . . 127
Composiciones ígneas . . . 128
Composiciones graníticas (félsicas) frente a composiciones basálticas (máficas) . . . 128
Otros grupos composicionales . . . 129
El contenido de sílice como indicador de la composición . . . 129
Texturas ígneas: ¿Qué pueden decirnos? . . . 130
Tipos de texturas ígneas . . . 131
Denominación de las rocas ígneas . . . 134
Rocas ígneas félsicas (graníticas) . . . 134
Rocas ígneas intermedias (andesíticas) . . . 139
Rocas ígneas máficas (basálticas) . . . 139
Rocas piroclásticas . . . 139
Origen de los magmas . . . 140
Generación del magma a partir de roca sólida . . . 140
Evolución de los magmas . . . 143
Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas . . . 143
Asimilación y mezcla de magmas . . . 145
Fusión parcial y composición de los magmas . . . 146
Formación de magmas basálticos . . . 147
Formación de magmas andesíticos y graníticos . . . 147
Actividad ígnea intrusiva . . . 149
Naturaleza de los cuerpos intrusivos . . . 150
Cuerpos intrusivos tabulares: diques y sills . . . 151
Cuerpos intrusivos masivos: batolitos y stocks . . . 152
Resumen . . . 154
Términos fundamentales . . . 155
Preguntas de repaso . . . 156
MasteringGeology . . . 157
Recuadro 4.1 Entender la Tierra Láminas delgadas e identificación de las rocas . . . 137
Recuadro 4.2 Entender la Tierra Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen . . . 148

5 Los volcanes y los riesgos volcánicos . . . 158
Naturaleza de las erupciones volcánicas . . . 161
Factores que afectan a la viscosidad . . . 163
¿Por qué hacen erupción los volcanes? . . . 163
Materiales expulsados durante una erupción . . . 165
Coladas de lava . . . 165
Gases . . . 167
Materiales piroclásticos . . . 167
Estructuras volcánicas y estilos de erupción . . . 169
Anatomía de un volcán . . . 169
Volcanes en escudo . . . 170
Conos de cenizas . . . 173
Conos compuestos . . . 175
Vivir a la sombra de un cono compuesto . . . 176
Erupción del Vesubio, 79 d.C. . . . 177
Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal . . . 178
Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos . . . 180
Otras formas volcánicas . . . 181
Calderas . . . 181

Erupciones fisurales y llanuras de basalto 184
Domos de lava 184
Chimeneas y pitones volcánicos 185
Tectónica de placas y actividad ígnea 186
Vulcanismo en los bordes convergentes de la placa 188
Vulcanismo en los bordes de placa divergentes . 188
Vulcanismo intraplaca 189
Perfil profesional Chris Eisinger. Estudiando los volcanes activos 189
Vivir con los volcanes 193
Los riesgos volcánicos 194
Control de la actividad volcánica 195
Resumen 196
Términos fundamentales 196
Preguntas de repaso 197
MasteringGeology 198
Recuadro 5.1 Entender la Tierra Anatomía de una erupción 162
Recuadro 5.2 La Tierra como sistema Contaminación volcánica del aire: un riesgo en Hawái 170
Recuadro 5.3 El hombre y el medio ambiente El continente perdido de Atlántida 179

6

Meteorización y suelo 200
Procesos externos de la Tierra 202
Meteorización 203
Meteorización mecánica 203
Fragmentación por el hielo (gelifracción) 204
Crecimiento de cristales salinos 204
Lajamiento 205
Expansión térmica 207
Actividad biológica 207
Meteorización química 208
Disolución 208
Oxidación 211
Hidrólisis 212
Meteorización esferoidal 213
Velocidades de meteorización 214
Características de la roca 214
Clima 214
Meteorización diferencial 215
Suelo 215
Una interfase en el sistema Tierra 216
¿Qué es el suelo? 216
Controles de la formación del suelo 216
Roca madre 216
Tiempo 217
Clima 218
Plantas y animales 218
Topografía 219
El perfil del suelo 219
Clasificación de los suelos 221
Erosión del suelo 223
Cómo se erosiona el suelo 223
Velocidad de erosión 224
Sedimentación y contaminación química 225
Resumen 227
Términos fundamentales 228
Preguntas de repaso 228
MasteringGeology 228
Recuadro 6.1 Entender la Tierra El Hombre Viejo de la Montaña 206
Recuadro 6.2 La Tierra como sistema Lluvia ácida: un impacto humano sobre el sistema Tierra 210
Recuadro 6.3 El hombre y el medio ambiente Despejar el bosque tropical: impacto en sus suelos 222

7

Rocas sedimentarias 230
La importancia de las rocas sedimentarias . . . 232
El origen de las rocas sedimentarias 233
Rocas sedimentarias detríticas 234
Lutita 235
Arenisca 236
Conglomerado y brecha 239
Rocas sedimentarias químicas 240
Caliza 240
Dolomía 243
Rocas silíceas (sílex) 243
Evaporitas 244
Carbón, una roca sedimentaria orgánica 245
Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación 246
Clasificación de las rocas sedimentarias 248

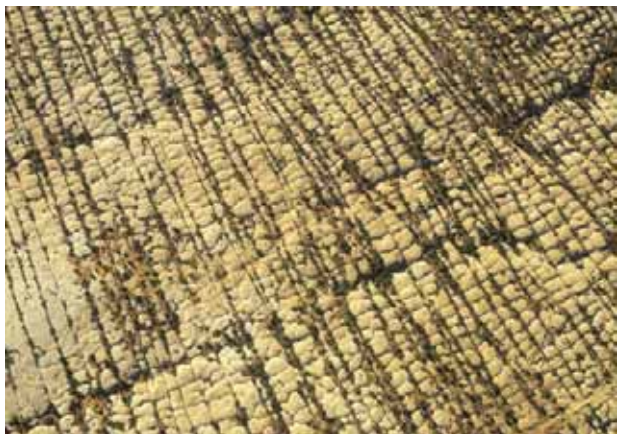
Ambientes sedimentarios . . . 251
Tipos de ambientes sedimentarios . . . 251
Facies sedimentarias . . . 254
Estructuras sedimentarias . . . 255
Resumen . . . 259
Términos fundamentales . . . 260
Preguntas de repaso . . . 260
MasteringGeology . . . 261
Recuadro 7.1 La Tierra como sistema El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias . . . 247
Recuadro 7.2 El hombre y el medio ambiente Nuestros arrecifes de coral amenazados . . . 249

8 Metamorfismo y rocas metamórficas . . . 262

Metamorfismo . . . 264
¿Qué impulsa el metamorfismo? . . . 265
El calor como agente metamórfico . . . 265
Presión de confinamiento y esfuerzo diferencial . . . 267
Fluidos químicamente activos . . . 268
La importancia del protolito . . . 268
Texturas metamórficas . . . 269
Foliación . . . 269
Texturas foliadas . . . 270
Otras texturas metamórficas . . . 272
Rocas metamórficas comunes . . . 273
Rocas foliadas . . . 273
Rocas no foliadas . . . 276
Ambientes metamórficos . . . 277
Metamorfismo térmico o de contacto . . . 277
Metamorfismo hidrotermal . . . 278
Metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción . . . 280
Metamorfismo regional . . . 280
Otros ambientes metamórficos . . . 280
Zonas de metamorfismo . . . 282
Variaciones de textura . . . 282
Minerales índice y grado metamórfico . . . 284
Interpretación de los ambientes metamórficos . . . 285
Resumen . . . 288
Términos fundamentales . . . 289
Preguntas de repaso . . . 289
MasteringGeology . . . 290
Recuadro 8.1 Entender la Tierra El metamorfismo de impacto y las tectitas . . . 283
Recuadro 8.2 Entender la Tierra Estabilidad mineral . . . 287

9 El tiempo geológico . . . 292

La geología necesita una escala temporal . . . 294
Datación relativa: principios clave . . . 294
Ley de la superposición . . . 295
Principio de la horizontalidad original . . . 296
Principio de la intersección . . . 296
Inclusiones . . . 296
Discontinuidades estratigráficas . . . 296
Aplicación de los principios de datación relativa . . . 298
Correlación de las capas rocosas . . . 299
Fósiles: evidencias de vida en el pasado . . . 300
Tipos de fósiles . . . 300
Condiciones que favorecen la conservación . . . 304
Fósiles y correlación . . . 304
Datación con radiactividad . . . 306
Repaso de la estructura básica del átomo . . . 306
Radiactividad . . . 306
Periodo de semidesintegración . . . 307
Datación radiométrica . . . 308
Datación con carbono-14 . . . 309
Importancia de la datación radiométrica . . . 310
Escala de tiempo geológico . . . 310
Estructura de la escala temporal . . . 310
El Precámbrico . . . 312
Dificultades de datación de la escala de tiempo geológico . . . 313
Resumen . . . 314
Términos fundamentales . . . 315
Preguntas de repaso . . . 316
MasteringGeology . . . 317
Recuadro 9.1 Entender la Tierra Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar . . . 302
Recuadro 9.2 Entender la Tierra La terminología en la escala de tiempo geológico . . . 312



10
Deformación de la corteza 318

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre. 320
Deformación y esfuerzo 321
Esfuerzo: la fuerza que deforma las rocas 321
Deformación: un cambio de forma causado por el esfuerzo 321
Cómo se deforman las rocas 322
Deformación elástica, frágil y dúctil 322
Factores que afectan a la resistencia de las rocas . 324
Estructuras formadas por deformación dúctil 325
Perfil profesional Michael Collier. Pies calientes: Un geólogo divulgador. 326
Pliegues 327
Estructuras formadas por deformación frágil . 331
Fallas 332
Fallas con desplazamiento vertical 333
Fallas de desplazamiento horizontal 336
Diaclasas 338
Cartografía de las estructuras geológicas 339
Dirección y buzamiento 340
Resumen. 341
Términos fundamentales. 342
Preguntas de repaso 343
MasteringGeology 343
Recuadro 10.1 **Entender la Tierra** Denominación de las unidades rocosas locales 340

11
Los terremotos y los riesgos sísmicos 344

¿Qué es un terremoto? 346
Descubrimiento de las causasde los terremotos . 347
Sismos precursores y réplicas 348
Fracturación, fallas y terremotos 348
La naturaleza de las fallas 349
Ruptura de falla y propagación. 351
Perfil profesional Andrea Donnellan. Pronosticadora de terremotos. 351
Sismología: el estudio de las ondas sísmicas. 352
Localización del epicentrode un terremoto . . . 355
Medición de las dimensiones sísmicas 356
Escalas de intensidad 356
Escalas de magnitud 357
Cinturones sísmicosy bordes de placa 359
Destrucción causadapor los terremotos. 361
Destrucción causadapor las vibraciones sísmicas. 361
Deslizamientos y subsidenciadel terreno. 364
Incendios. 365
¿Qué es un tsunami? 365
¿Pueden predecirselos terremotos?. 367
Predicciones a corto plazo 367
Pronósticos a largo plazo 370
Los riesgos sísmicosen la falla de San Andrés. 372
Terremotos: pruebas de la tectónica de placas. 373
Resumen. 376
Términos fundamentales. 377
Preguntas de repaso 377
MasteringGeology 378
Recuadro 11.1 **Entender la Tierra** Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos. 363
Recuadro 11.2 **El hombre y el medio ambiente** El estudio de la Tierra desde el espacio 375

12
El interior de la Tierra. 380

La gravedad y los planetas con estructuras en capas 382
Sondeo del interior de la Tierra: «ver» las ondas sísmicas 383
Las capas de la Tierra 384
La corteza de la Tierra. 385
Manto de la Tierra 388
El núcleo de la Tierra. 389
La temperatura de la Tierra 391
Cómo alcanzó la Tierra tanto calor 391
Flujo de calor 392
Perfil de temperatura de la Tierra 394
Estructura tridimensional de la Tierra. 396
Gravedad de la Tierra 396
Tomografía sísmica 397
El campo magnético de la Tierra 399

Resumen 403
Términos fundamentales 404
Preguntas de repaso 404
MasteringGeology 405
Recuadro 12.1 Entender la Tierra Recrear la profundidad terrestre 386
Recuadro 12.2 La Tierra como sistema
Conexiones dinámicas globales 401

13
Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico 406

Una imagen emergente del fondo oceánico . . 408
Cartografía del fondo oceánico 408
Observación del fondo oceánico desde el espacio 410
Provincias del fondo oceánico 410
Márgenes continentales 410
Perfil profesional Susan DeBari. Una carrera en Geología 411
Márgenes continentales pasivos 412
Márgenes continentales activos 414
Características de las cuencas oceánicas profundas 414
Fosas submarinas 414
Llanuras abisales 415
Montes submarinos, guyots y mesetas oceánicas . 416
Anatomía de la dorsal oceánica 416
Dorsales oceánicas y expansión del fondo oceánico 418
Expansión del fondo oceánico 420
¿Por qué las dorsales oceánicas son elevadas? . . 420
Velocidades de expansión y topografía de las dorsales 420
Estructura de la corteza oceánica 421
Formación de la corteza oceánica 422
Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica 423
Ruptura continental: el nacimiento de una nueva cuenca oceánica 423
Evolución de una cuenca oceánica 423
Mecanismos de ruptura continental 427
Destrucción de la litosfera oceánica 430
¿Por qué la litosfera oceánica subduce? 430
Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica 431
Resumen 433
Términos fundamentales 434
Preguntas de repaso 434
MasteringGeology 435
Recuadro 13.1 Entender la Tierra
Explicación de los atolones de coral: la hipótesis de Darwin 417
Recuadro 13.2 La Tierra como sistema
Las chimeneas hidrotermales submarinas profundas 424

14
Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes 436

Formación de las montañas 438
Convergencia y placas en subducción 440
Principales estructuras de las zonas de subducción 440
Dinámica en las zonas de subducción 441
Subducción y formación de las montañas 441
Arcos volcánicos de islas 442
Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino 442
Sierra Nevada, las Sierras Costeras y el Gran Valle 446
Cinturón orogénico o montañoso colisional . . 448
Fragmentos de corteza (terranes) y formación de las montañas 448
Colisiones continentales 449
El Himalaya 450
Los Apalaches 452
Montañas de bloque de falla 454
Provincia Basin and Range 454
Movimientos verticales de la corteza 458
Isostasia 458
Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza 460

Resumen 461
Términos fundamentales 462
Preguntas de repaso 462
MasteringGeology 463
Recuadro 14.1 **Entender la Tierra** Terremotos en el noroeste del Pacífico 444
Recuadro 14.2 **Entender la Tierra** El sur de las Rocosas 456
Recuadro 14.3 **Entender la Tierra** ¿Las montañas tienen raíces? 460

15
Procesos gravitacionales: obra de la gravedad 464
Los deslizamientos de tierra como desastres naturales 466
Procesos gravitacionales y desarrollo de las formas del terreno 466
Papel de los procesos gravitacionales 466
Las pendientes cambian con el tiempo 468
Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales 468
Papel del agua 468
Pendientes sobreempinadas 468
Eliminación de la vegetación 469
Terremotos como desencadenantes 472
¿Deslizamientos sin desencadenantes? 473
Posibles deslizamientos de tierra 473
Clasificación de los procesos gravitacionales . 474
Tipo de material 474
Tipo de movimiento 474
Velocidad de movimiento 475
Deslizamiento rotacional 477
Deslizamiento de rocas 479
Flujo de derrubios 480
Flujos de derrubios en las regiones semiáridas . . 480
Lahares 481
Perfil profesional Bob Rasely. Especialista en procesos gravitacionales 483
Flujos de tierra 484
Movimientos lentos 484
Reptación 485
Solifluxión 485
El sensible paisaje del permafrost 486
Deslizamientos submarinos 488
Resumen 489
Términos fundamentales 489
Preguntas de repaso 490
MasteringGeology 490
Recuadro 15.1 **El hombre y el medio ambiente** Peligro de derrumbamientos en La Conchita, California 470
Recuadro 15.2 **El hombre y el medio ambiente** El desastre de la presa de Vaiont 476

16
Corrientes de aguas superficiales 492
La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico . . 494
Las aguas de escorrentía 496
Cuencas de drenaje 496
Sistemas fluviales 497
Flujo de corriente 498
Velocidad de la corriente 498
Gradiente y características del cauce 499
Caudal 500
Cambios corriente abajo 500
La acción de las corrientes de agua 502
Erosión de las corrientes 502
Transporte del sedimento por las corrientes 503
Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales 505
Cauces de los ríos 505
Lechos rocosos 505
Cauces aluviales 506
Nivel de base y corrientes gradadas 508
Forma de los valles fluviales 510
Excavación del valle 510
Ampliación del valle 513
Meandros encajados y terrazas fluviales 513
Formas de los depósitos 515
Deltas 515
El delta del Mississippi 516
Diques naturales 517
Abanicos aluviales 518
Redes de drenaje 518
Formación de una garganta 519
Erosión remontante y captura 521

Inundaciones y control de la inundación. 521
Tipos de inundaciones 523
Control de las inundaciones. 526
Resumen. 527
Términos fundamentales. 528
Preguntas de repaso 528
MasteringGeology 529
Recuadro 16.1 **El hombre y el medio ambiente** Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi 520
Recuadro 16.2 **El hombre y el medio ambiente** Avenidas 525

17

Aguas subterráneas 530
Importancia de las aguas subterráneas 532
Agua subterránea: un recurso básico 533
Distribución de las aguas subterráneas 534
El nivel freático 535
Variaciones en el nivel freático. 535
Interacción entre las aguas subterráneas y las corrientes de agua 536
Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas. 538
Porosidad 538
Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos 538
Circulación de las aguas subterráneas 539
La ley de Darcy 540
Diferentes escalas de movimiento 542
Manantiales o fuentes 542
Fuentes termales y géiseres 544
Pozos 546
Pozos artesianos 548
Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea 549
Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable 550
Subsidencia 550
Contaminación salina 551
Contaminación del agua subterránea 553
El trabajo geológico del agua subterránea. . . . 555
Cuevas 555
Topografía kárstica 557
Resumen. 560
Términos fundamentales. 561
Preguntas de repaso 561
MasteringGeology 562
Recuadro 17.1 **La Tierra como sistema** El impacto de la sequía en el sistema hidrológico 541
Recuadro 17.2 **El hombre y el medio ambiente** Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín. 552

18

Glaciares y glaciaciones 564
Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos. 566
Glaciares de valle (alpinos) 566
Glaciares de casquete 567
Otros tipos de glaciares. 568
¿Qué pasaría si se fundiera el hielo? 569
Formación y movimiento del hielo glaciar 570
Formación del hielo glaciar 570
Movimientos de un glaciar. 570
Velocidades de movimiento de un glaciar 571
Balance de un glaciar. 572
Erosión glaciar 574
Formas creadas por la erosión glaciar. 576
Valles glaciares 577
Aristas y horns 579
Rocas aborregadas 580
Depósitos glaciares. 581
Formas compuestas por tills 582
Morrenas laterales y medianas 582
Morrenas terminales y de fondo 583
Drumlins 584
Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados 586
Llanuras aluviales y trenes de valle 586
Depósitos en contacto con el hielo 587
Algunos efectos indirectos de los glaciares del periodo glacial cuaternario 587
Subsidencia de la corteza y reajuste 587
Cambios en el nivel del mar. 588
Cambios en ríos y valles 588
Las presas glaciares crean lagos proglaciares . . . 590

Lagos pluviales ... 590
La teoría glaciar y el periodo glacial cuaternario ... 592
Causas de las glaciaciones ... 593
Tectónica de placas ... 594
Variaciones en la órbita de la Tierra ... 594
Otros factores ... 596
Resumen ... 597
Términos fundamentales ... 598
Preguntas de repaso ... 598
MasteringGeology ... 599
Recuadro 18.1 La Tierra como sistema Glaciares en retroceso ... 579
Recuadro 18.2 Entender la Tierra El lago glacial Missoula, megainundaciones y las Channeled Scablands ... 591

19
Deformación de la corteza ... 600
Distribución y causas de las regiones secas ... 602
Desiertos de latitudes bajas ... 602
Desiertos de latitudes medias ... 603
Procesos geológicos en climas áridos ... 605
Meteorización ... 607
Papel del agua ... 607
«Basin and Range»: la evolución de un paisaje desértico ... 609
Transporte de sedimentospor el viento ... 611
Carga de fondo ... 612
Carga en suspensión ... 613
Erosión eólica ... 613
Deflación y depresiones de deflación ... 614
Pavimento desértico ... 614
Ventifactos y yardangs ... 616
Depósitos eólicos ... 616
Depósitos de arena ... 617
Tipos de dunas de arena ... 618
Resumen ... 622
Términos fundamentales ... 623
Preguntas de repaso ... 623
MasteringGeology ... 624
Recuadro 19.1 Entender la Tierra ¿Qué se entiende por «seco»? ... 605
Recuadro 19.2 El hombre y el medio ambiente La desaparición del mar de Aral: un gran lago se transforma en un terreno baldío ... 606
Recuadro 19.3 Entender la Tierra El monte Uluru de Australia ... 612

20
Líneas de costa ... 626
La línea litoral: una interfase dinámica ... 628
La zona costera ... 629
Características fundamentales ... 629
Playas ... 630
Olas ... 630
Características de las olas ... 631
Movimiento orbital circular ... 632
Olas en la zona de rompiente ... 633
Erosión causada por las olas ... 633
Movimiento de la arena de la playa ... 634
Movimiento perpendicular a la línea litoral ... 635
Refracción de las olas ... 635
Transporte de las corrientes litorales ... 636
Perfil profesional Rob Thieler. Geólogo marino ... 637
Corrientes de retorno (resaca) ... 638
Estructuras de la línea de costa ... 638
Formas de erosión ... 638
Formas deposicionales ... 639
Evolución de la costa ... 640
Estabilización de la costa ... 642
Estabilización firme ... 643
Alternativas a la estabilización firme ... 646
Problemas de erosión a lo largo de las costas estadounidenses ... 647
Costas atlántica y del Golfo ... 647
Costa del Pacífico ... 647
Los huracanes: el máximo peligro en la costa ... 649
Perfil de un huracán ... 651
Destrucción de los huracanes ... 652
Clasificación de las costas ... 654
Costas de emersión ... 655
Costas de inmersión ... 655
Mareas ... 656
Causas de las mareas ... 656

Ciclo mensual de las mareas 657
Modelos mareales 658
Corrientes mareales 658
Mareas y rotación de la Tierra 661
Resumen 661
Términos fundamentales 663
Preguntas de repaso 663
MasteringGeology 664
Recuadro 20.1 **El hombre y el medio ambiente** La mudanza del siglo: la recolocación del faro del cabo Hatteras . . . 648
Recuadro 20.2 **El hombre y el medio ambiente** Predicción de los huracanes . . . 659

21
El cambio climático global 666
El clima y la geología están conectados 668
El sistema climático 668
¿Cómo se detecta el cambio climático? 669
El sedimento del fondo oceánico, un almacén de datos climáticos 670
Análisis de los isótopos de oxígeno 671
Registro del cambio climático en la Era Glacial . 672
Los anillos de los árboles, archivos de la historia medioambiental 672
Otros tipos de datos indirectos 673
Algunos conceptos atmosféricos básicos 675
Composición de la atmósfera 675
Extensión y estructura de la atmósfera 677
El destino de la energía solar entrante 679
El calentamiento de la atmósfera: el efecto invernadero 679
Causas naturales del cambio climático 681
Actividad volcánica y cambio climático 681
Variabilidad solar y clima 684
Perfil profesional Michael Mann. Climatólogo 685
Impacto humano sobre el clima global 686
Dióxido de carbono, otros gases y cambio climático 688
Los niveles de CO_2 están aumentando 688
La respuesta de la atmósfera 688
El papel de los oligogases 691
Mecanismos de retroalimentación del clima . . 693
Cómo influyen los aerosoles en el clima 694
Algunas consecuencias posibles del calentamiento global 696
Elevación del nivel del mar 696
Los cambios en el Ártico 698
Aumento de la acidez del océano 701
La posibilidad de «sorpresas» 701
Resumen 702
Términos fundamentales 703
Preguntas de repaso 704
MasteringGeology 704
Recuadro 21.1 **La Tierra como sistema** Una posible relación entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico 687
Recuadro 21.2 **Entender la Tierra** Modelos informáticos del clima: herramientas importantes, pero imperfectas 695
Recuadro 21.3 **La Tierra como sistema** El cambio climático global impacta en Estados Unidos 698

22
La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico . 706
¿Es única la Tierra? 708
El planeta adecuado 708
La ubicación adecuada 709
El momento adecuado 710
El nacimiento de un planeta 712
De los planetesimales a los protoplanetas 712
Evolución de la Tierra primitiva 712
Origen de la atmósfera y los océanos 714
La atmósfera primitiva de la Tierra 714
Oxígeno en la atmósfera 714
Evolución de los océanos 715
La historia precámbrica: la formación de los continentes terrestres 716
Los primeros continentes de la Tierra 716
La formación de Norteamérica 718
Supercontinentes del Precámbrico 719
Historia geológica del Fanerozoico: la formación de los continentes modernos de la Tierra 721
Historia del Paleozoico 722
Historia del Mesozoico 722

Historia del Cenozoico 724
Primera vida terrestre 726
La era Paleozoica: la explosión de la vida 730
Primeras formas de vida del Paleozoico 730
Los vertebrados se desplazan a tierra 731
La gran extinción del Pérmico 733
Perfil profesional Neil Shubin. Paleontólogo . 734
Era Mesozoica: la edad de los dinosaurios . . . 735
La era Cenozoica: la edad de los mamíferos . 737
De los reptiles a los mamíferos 737
Grandes mamíferos y extinción 740
Resumen 742
Términos fundamentales 743
Preguntas de repaso 743
MasteringGeology 744
Recuadro 22.1 **Entender la Tierra** Lutitas de Burgess 727
Recuadro 22.2 **Entender la Tierra** La desaparición de los dinosaurios 738

23

Energía y recursos minerales . . . 746
Recursos renovables y no renovables 748
Recursos energéticos 749
Carbón 750
Petróleo y gas natural 751
Formación del petróleo 751
Trampas petrolíferas 752
Arenas asfálticas y lutitas bituminosas: ¿petróleo para el futuro? 753
Arenas asfálticas 754
Lutitas bituminosas 755
Fuentes de energía alternativas 756
Energía nuclear 756
Energía solar 758
Energía eólica 759
Energía hidroeléctrica 761
Energía geotérmica 761
Energía mareal 764
Perfil profesional Sally Benson. Especialista en clima y energía 764
Recursos minerales 765
Recursos minerales y procesos ígneos 766
Segregación magmática 766
Diamantes 768
Disoluciones hidrotermales 768
Recursos minerales y procesos metamórficos . 770
Meteorización y yacimientos minerales 771
Bauxita 771
Otros yacimientos 771
Yacimientos de placeres 771
Recursos minerales no metálicos 773
Materiales de construcción 774
Minerales industriales 774
Resumen 776
Términos fundamentales 777
Preguntas de repaso 777
MasteringGeology 778
Recuadro 23.1 **Entender la Tierra** Hidratos de gas: un combustible procedente de los sedimentos del fondo oceánico 755
Recuadro 23.2 **El hombre y el medio ambiente** Bingham Canyon, Utah: la mayor mina a cielo abierto 767

24

Geología planetaria 708
Nuestro Sistema Solar: una visión de conjunto 782
Teoría de la nebulosa: formación del sistema solar 782
Los planetas: estructuras internas, atmósferas y meteorología 783
Impactos planetarios 788
La luna: un trozo del antiguo bloque terrestre . 790
Planetas y lunas 792
Mercurio, el planeta más interno 792
Venus, el planeta velado 794
Marte, el planeta rojo 797
Júpiter, el señor del cielo 800
Saturno, el planeta elegante 804
Urano y Neptuno, los gemelos 807
Cuerpos menores del Sistema Solar 810
Asteroides: residuos de los planetesimales 810
Cometas: bolas de nieve sucias 812
Meteoroides: visitantes de la Tierra 814
Planetas enanos 816
Resumen 817

Términos fundamentales. 818
Preguntas de repaso 819
MasteringGeology 819
Recuadro 24.1 **Entender la Tierra**
El estudio de la Tierra desde el espacio . . . 804
Recuadro 24.2 **La Tierra como sistema**
¿Está la Tierra en una dirección de colisión? 811

Apéndice A

Comparación entre unidades métricas y británicas 821

Glosario 823

Índice 841

PRÓLOGO

La Tierra es una parte *muy* pequeña de un vasto universo, pero es nuestro hogar. Proporciona los recursos que sostienen nuestra sociedad moderna y los ingredientes necesarios para mantener la vida. El conocimiento de nuestro entorno físico es crucial para nuestro bienestar y vital para nuestra supervivencia. Un curso de geología básica puede ayudar a una persona a adquirir dicho conocimiento. Puede aprovechar a su vez el interés y la curiosidad que muchos de nosotros tenemos sobre nuestro planeta, sus paisajes y los procesos que los crean y los alteran.

La décima edición de *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*, como sus predecesoras, es un texto universitario pensado para servir como estudio significativo, no técnico para estudiantes que cursan su primer año de Geología. Además de ser informativo y estar actualizado, uno de los principales objetivos de *Ciencias de la Tierra* es satisfacer las necesidades de los estudiantes de disponer de un texto fácil de leer y de utilizar, un libro que sea una «herramienta» muy utilizable para el aprendizaje de los principios y los conceptos básicos de la geología.

CARACTERÍSTICAS QUE LO DISTINGUEN

Facilidad de lectura

El lenguaje de este libro es directo y está escrito para ser entendido. Los comentarios claros y de fácil lectura, con un mínimo de lenguaje técnico, son la norma. Los títulos y subtítulos frecuentes ayudan a los estudiantes a seguir el argumento y a identificar las ideas importantes presentadas en cada capítulo. En esta décima edición se ha conseguido una mayor facilidad de lectura al examinar la organización y el flujo de los capítulos y al escribir en un estilo más personal. Grandes secciones del libro se han vuelto a escribir prácticamente de nuevo en un esfuerzo por hacer más comprensible y accesible el material. En particular, los lectores familiarizados con la edición anterior notarán el esfuerzo de los autores a este respecto en los Capítulos 3, 4, 5, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 16, 22 y 24.

El programa artístico

La geología es muy visual. Por eso, el programa artístico desempeñó un papel crucial en un libro introductorio. Como en las nueve ediciones anteriores, por Dennis Tasa, un artista con talento y reputado ilustrador geológico, ha trabajado de nuevo estrechamente con los autores para planificar y producir los diagramas, los mapas, los gráficos y los bocetos que son tan básicos para la comprensión del estudiante. Literalmente centenares de figuras son nuevas o se han vuelto a dibujar. El resultado es un arte más claro y más fácil de entender. Numerosos diagramas y mapas vienen acompañados de fotografías para una mayor eficacia. Muchas representaciones artísticas nuevas y revisadas tienen también etiquetas añadidas que «narran» el proceso que se está ilustrando o «guían» a los lectores a medida que examinan la figura.

Fotografías

La décima edición de *Ciencias de la tierra* tiene más de 250 fotografías de gran calidad *nuevas* e imágenes vía satélite. Además de los bocetos del geólogo que acompañan a muchas imágenes importantes, se añadieron numerosas etiquetas a muchas otras fotografías. Nuestro objetivo es conseguir una *eficacia máxima* del componente visual del libro.

Nos ayudó mucho en esta tarea Michael Collier. En la nueva edición se utilizaron docenas de sus extraordinarias fotografías aéreas. Michael es un geólogo fotógrafo galardonado. Entre sus muchos premios se cuenta *el American Geological Instititute Award for Outstanding Contribution to the Public Understanding of the Geosciences*. Somos afortunados de haber contado con la ayuda de Michael en la décima edición de *Ciencias de la Tierra*. Encontrará más información sobre Michael en el Capítulo 10 «perfil profesional» (pag. 286).

Concentración en el aprendizaje

La décima edición de *Ciencias de la Tierra* consiste en dos productos, un libro de texto universitario tradicional de una página web para acompañante interactiva. Ambos contienen útiles ayudas al aprendizaje.

Revisión al final del capítulo

Cuando ha acabado un capítulo, cuatro dispositivos útiles ayudan a los estudiantes a repasar. En primer lugar, el *Resumen del capítulo* recapitula todos los puntos importantes, luego hay una lista de *Términos fundamentales* con referencia a la página. El aprendizaje de la terminología geología ayuda a los estudiantes a aprender el material. Esto va seguido de una sección de *Preguntas de repaso*, que ayuda a los estudiantes para examinar su conocimiento de hechos e ideas significativas.

Concentración en los principios básicos y flexibilidad del instructor

En *Ciencias de la Tierra* se tratan muchos aspectos tópicos, no obstante, el principal foco de esta nueva edición sigue siendo el mismo que el de sus predecesores, fomentar la comprensión de los principios básicos por el estudiante. Si bien la principal preocupación es el uso del texto por parte de los estudiantes, también es importante la adaptabilidad del libro a las necesidades y deseos del instructor. Siendo conscientes de la amplia diversidad de cursos introductorios que existen en cuanto a contenido y enfoque, hemos diseñado cada capítulo para que sea lo más independiente posible para que el material pueda enseñarse en una secuencia diferente de acuerdo con la preferencia del instructor por los diputados del laboratorio. Por tanto, el instructor que deseen comentar los procesos erosivos antes que los terremotos, las placas tectónicas y la formación de montañas podrá hacerlo sin dificultad.

TEMAS IMPORTANTES

La Tierra como sistema

Un aspecto importante de la ciencia moderna ha sido nuestro descubrimiento de que la Tierra es un sistema multidimensional gigante. Nuestro planeta consta de muchas partes separadas, pero interactuantes. Un cambio en una parte puede producir cambios en otra o en todas las demás, a menudo de maneras que no son obvias ni evidentes inmediatamente. Aunque no es posible estudiar el sistema entero de una vez, es posible desarrollar un conocimiento y apreciación del concepto y de muchas de las interrelaciones importantes del sistema. Por tanto, empezando con una exposición en el Capítulo 1, el tema de «La Tierra como un sistema» se repite en lugares oportunos a lo largo del libro. Es un hilo que «se teje» a través de los capítulos y que ayuda a unirlos. Algunos de los recuadros nuevos y revisados de especial interés se refieren a «La Tierra como un sistema».

El ser humano y el medio ambiente

Dado que es necesario conocer nuestro planeta y cómo funciona para nuestra supervivencia y bienestar, el tratamiento de los temas ambientales ha sido siempre una parte importante de *Ciencias de la Tierra.* Estos aspectos sirven para ilustrar la importancia y la aplicación del conocimiento geológico. Con cada nueva edición, se ha mantenido e intensificado el énfasis en este punto, lo cual es especialmente cierto en esta décima edición. El texto integra una gran cantidad de información sobre la relación entre las personas y el ambiente natural, y explora la aplicación de la geología para comprender y resolver los problemas que surgen de esas interacciones. Además de los muchos aspectos básicos del texto, en más de 20 de los recuadros de especial interés del texto se aborda el tema «El hombre y el medio ambiente».

Entender la Tierra

Como miembros de una sociedad moderna, se nos está recordando constantemente los beneficios derivados de la ciencia. Pero, ¿cuál es la naturaleza exacta de la investigación científica? Llegar a comprender cómo se hace la ciencia y cómo trabajan los científicos es otro tema importante que aparece a lo largo de este libro, empezando con la sección revisada sobre «La naturaleza de la investigación científica» del Capítulo 1. Los estudiantes examinarán algunas de las dificultades que los científicos afrontan al intentar obtener datos fiables sobre nuestro planeta y algunos de los métodos ingeniosos que se han desarrollado para superar estas dificultades. Los estudiantes también explorarán muchos ejemplos de cómo se formulan y se prueban las hipótesis a la vez que aprenderán la evolución y el desarrollo de algunas de las principales teorías científicas. Muchos comentarios básicos del texto, así como algunos de los recuadros de especial interés sobre «Entender la Tierra» permiten al lector extraer un sentido de las técnicas de observación y los procesos de razonamiento que intervienen en el desarrollo del conocimiento científico. El énfasis no se pone solo en lo que saben los científicos, sino en cómo lo dedujeron.

NUEVO PARA ESTA EDICIÓN

- El Capítulo 21 «Cambio climático global» incluye una nueva introducción, la sección nueva titulada «El clima y la geología están conectados», y una sección revisada y ampliada sobre «Conceptos atmosféricos básicos». «El impacto humano sobre el clima global» el énfasis principal de la última mitad del capítulo, se ha revisado y actualizado por completo para incluir los últimos datos y materiales del panel intergubernativo sobre cambio climático (*Intergovernmental Panel on Climate Change* [IPCC]) y del informe de junio de 2009 el programa de investigación sobre cambio climático Estados Unidos (*U.S. Global Change Research Program*).
- NUEVOS recuadros sobre «Perfil profesional». En 10 capítulos se incluyen ensayos que presentan perfiles de geólogos en ejercicio. Estos recuadros especiales están pensados para dar a los estudiantes una orientación de lo que hacen los geólogos y una perspectiva sobre una variedad de carreras científicas.
- NUEVAS ilustraciones «Esquemas del geólogo». Una nueva característica en la décima edición de *Ciencias de la Tierra* son los *Esquemas del geólogo*, que acompañan a muchas fotografías e imágenes por satélite importantes. Cada esquema, que recuerda lo que un geólogo podría anotar en su cuaderno de campo, ayuda al estudiante a identificar aspectos importantes y a veces sutiles de una imagen. Esta colaboración autor - artista contribuye a convertir un programa artístico ya fuerte en una ayuda de aprendizaje todavía más fuerte y eficaz.
- Más de 250 *nuevas* fotografías e imágenes vía satélite de gran calidad.
- El 30 por ciento de las figuras se han vuelto a dibujar prácticamente.
- NUEVAS animaciones con valoraciones sobre la página Web
- NUEVOS acontecimientos actuales de la Tierra en la página web acompañante
- Los estudiantes pueden conectarse a la naturaleza dinámica de los acontecimientos geológicos que ocurren en el mundo utilizando entradas RSS a partir de los recursos del USGS en tiempo real. Trabajando con datos de los terremotos, volcanes, deslizamientos de tierra y acontecimientos climatológicos extremos recientes, los estudiantes participan en ejercicios de pensamiento crítico para aplicar los conceptos comprendidos en clase al mundo real.

MÁS SOBRE LA DÉCIMA EDICIÓN

La décima edición de *Ciencias de la Tierra* representa una revisión exhaustiva. Todas las partes del libro se examinaron con sumo cuidado con el doble objetivo de mantener los temas actuales y mejorar la claridad de la exposición del texto. Quienes conocen ediciones anteriores encontrarán muchas novedades en la décima edición. La lista específica es larga; a continuación se incluyen algunos ejemplos:

- En el Capítulo 2, «Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica», se revisaron sustancialmente y se volvieron a redactar algunas exposiciones, entre ellas: «Medir el movimiento de las placas desde el espacio», «Qué impulsa el movimiento de las placas» y «Puntos calientes y plumas del manto».
- Gran parte del Capítulo 3, «Materia y minerales», se ha vuelto a redactar, en un esfuerzo por facilitar a los estudiantes principiantes la comprensión de un tema a veces difícil (orientado a la química). Las exposiciones sobre la estructura atómica básica, los enlaces, los cristales y la cristalización, las variaciones estructurales y en composición, y los silicatos son las que han recibido la mayor atención.
- El Capítulo 4, «Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva» se titulaba en un principio «Rocas ígneas». El nuevo título del capítulo refleja la reorganización que se ha producido. La exposición sobre actividad intrusiva que estaba anteriormente en el Capítulo 5 constituye ahora la parte correspondiente a la conclusión del Capítulo 4. Como es lógico, aparece a continuación de las secciones sobre el «Origen del magma» y «Cómo evoluciona el magma». La exposición entera correspondiente a «Actividad ígnea intrusiva" se ha revisado y se ha vuelto a escribir, así como la sección «Texturas ígneas: ¿Qué pueden decirnos?"
- En el Capítulo 5, «Volcanes y riesgos volcánicos", se ha revisado y redactado de nuevo por completo la exposición sobre flujos piroclásticos, así como la sección sobre calderas. El recuadro sobre el problema de Hawái con la contaminación del aire volcánico es nuevo.
- El Capítulo 8, «Metamorfismo y rocas metamórficas», contiene secciones revisadas y reescritas sobre «¿Qué impulsa el metamorfismo?» y «Metamorfismo hidrotermal».
- En el Capítulo 9, «El tiempo geológico», la sección actualizada sobre la escala de tiempo geológico refleja los cambios más recientes acaecidos en esta herramienta básica, mientras que en un nuevo recuadro se aclara algo de la terminología asociada con la escala temporal.
- El Capítulo 10, «Deformación de la corteza», incluye una sección *completamente nueva* sobre «Deformación y esfuerzo», que incluye una excelente representación a modo de resumen.
- El Capítulo 11, «Terremotos y riesgos sísmicos» incluye una exposición *completamente nueva* sobre «Fallas, producción de fallas y terremotos», en la que se explora la importante relación entre estos fenómenos y

que incluye una nueva representación gráfica a modo de resumen. Las secciones dedicadas a las escalas de magnitud y la predicción de los terremotos se revisaron de manera sustancial y se ha añadido una nueva sección, «Riesgos sísmicos en la falla de San Andrés».

- El Capítulo 12, «El interior de la Tierra», se rescribió sustancialmente para hacer más accesible al estudiante principiante un tema tan complejo. Se hizo énfasis significativo en mejorar la legibilidad. Además, se revisó el material sobre el flujo de calor, así como el texto correspondiente a la relación entre el gradiente geotérmico y las curvas de punto de fusión.
- En el Capítulo 15, «Los procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad», hay mucho texto nuevo, como una nueva sección sobre «el Potencial para los deslizamientos de terreno» y nuevo material sobre los deslizamientos provocados por terremoto que devastaron partes de China en mayo de 2008.
- Entre los capítulos que se centran en los procesos externos, el Capítulo 16, «Corrientes de agua superficiales», recibió la mayor atención. El discurso avanza de una manera más lógica y clara para el estudiante principiante. Los temas que recibieron especial atención fueron la naturaleza de las cuencas de drenaje, las características de los flujos de corriente, la formación de los valles fluviales y la comparación entre canales de lechos rocosos y aluviales.
- El Capítulo 17, «Aguas subterráneas», empieza con una nueva introducción y tiene una sección *completamente nueva* sobre Aguas subterráneas: un recurso básico.»
- En el Capítulo 18, «Glaciares y glaciación», incluye un nuevo recuadro sobre «Glaciares en retirada» y una nueva exposición dedicada a «Balance glacial de Groenlandia».
- El Capítulo 20, «Líneas de costa», tiene nuevo material sobre las corrientes de retorno o de resaca y una sección completamente revisada y reescrita sobre «Huracanes, el máximo peligro en la costa», que incluye una exposición *completamente nueva* sobre el «Perfil de un huracán». Se ha añadido también un recuadro *nuevo* sobre «Pronosticar los huracanes».
- El Capítulo 23, «Energía y recursos minerales», incluye estadísticas actualizadas así como textos completamente revisados y actualizados sobre la energía eólica y la energía solar.
- Todo el Capítulo 24, «Geología planetaria» se ha revisado y actualizado para reflejar la investigación más reciente. Se trata de la revisión *más completa* realizada nunca a este capítulo. El contenido está mejor organizado, es más fácil de leer y está más actualizado. Las exposiciones avanzan de una manera que resultan más fácil de seguir para el estudiante principiante. El capítulo está lleno de muchas imágenes nuevas.

Otros aspectos destacados

- «*A veces los alumnos preguntan…*» Esta popular característica se ha conservado y mejorado en la décima edición. Los profesores y los estudiantes siguen reaccionando favorablemente y han indicado que las preguntas y las respuestas repartidas por cada capítulo añaden interés y relevancia a las exposiciones.
- No hay un cambio significativo en el número de recuadros de interés especial, pero algunos son totalmente nuevos o están sustancialmente revisados. Como en la edición anterior, la mayoría están pensados para ilustrar y reforzar los tres temas de «La Tierra como sistema», «El hombre y el medio ambiente» y «Entender la Tierra».

AGRADECIMIENTOS

Escribir un libro de texto universitario requiere el talento y la cooperación de muchas personas. Valoramos el excelente trabajo de Mark Watry y Teresa Tarbuck de la Sping Hill College, cuyo talento nos ayudó a mejorar el Capítulo 3, «Materia y minerales», y el Capítulo 24, «Geología planetaria». Ambos contribuyeron a que los dos capítulos resultaran más fáciles de leer, atractivos y actualizados. Trabajar con Dennis Tasa, que es responsable de todas las extraordinarias ilustraciones y de gran parte del trabajo de desarrollo de *GEODe: Ciencias de la Tierra,* es siempre algo especial para nosotros. No solo valoramos su talento e imaginación artísticos, sino también su amistad.

Expresamos nuestro agradecimiento sincero a Michael Collier, cuyas contribuciones como fotógrafo aéreo y geólogo aportaron mucho a este proyecto. Colaborar con Michael fue un placer especial.

Estamos también muy agradecidos a los colegas que prepararon revisiones exhaustivas. Sus comentarios críticos y su aportación seria ayudaron a guiar nuestro trabajo y fortalecieron de una manera clara el texto. Queremos expresar nuestro especial agradecimiento a:

Randal Babcock, Western Washington University; Bill Dupree, University of Houston; Nels Forsman, University of North Dakota; Melida Guiterrez, Missouri State University; Duane Hampton, Western Michigan University; Kevin Hefferan, University of Wisconsin-Stevens Point; Sarah Johnson, Northern Kentucky University; Richard Josephs, University of Iowa; Steve Kadel, Glendale Community College; Michael Kimberley, North Carolina State University; David King, Auburn University; Kyle Mayborn, Western Illinois University; Michael Mann, Pennsylvania State University; Leslie Melim, Western Illinois University; Lauren Neitzke, Rutgers University; Phil Novack-Gottshall, University of West Georgia; Ray Rector, MiraCosta College; y Dean Whitman, Florida International University.

Como siempre, queremos dar las gracias al equipo de profesionales de Prentice Hall. Apreciamos sinceramente el fuerte y constante apoyo de la empresa a la excelencia y la innovación. Todos están comprometidos a producir los mejores libros de texto posibles. Nuestro agradecimiento especial a nuestro editor jefe Nicole Folchetti por la dirección del proyecto y a nuestra Directora de proyecto, Crissy Dudonis, por un trabajo bien hecho. El equipo de producción, dirigido por Patty Donovan en Laserwords Maine, hizo una vez más un trabajo excelente. Apreciamos también la ayuda en producción de Connie Long y Ed Tomas de Pearson, que contribuyeron a que el proceso avanzara sin problemas. La búsqueda fotográfica de Kristin Piljay fue también una gran ayuda. Todos ellos son unos verdaderos profesionales con quienes nos sentimos muy afortunados de estar asociados.

Ed Tarbuck
Fred Lutgens

CAPÍTULO 1

Introducción a la Geología

La espectacular erupción de un volcán, el terror causado por un terremoto, el magnífico escenario de una cadena montañosa y la destrucción causada por una avalancha o una inundación son temas de estudio para el geólogo (Figura 1.1). El estudio de la Geología aborda muchas cuestiones fascinantes y prácticas sobre nuestro entorno físico. ¿Qué fuerzas producen las montañas?, ¿habrá pronto otro gran terremoto en California?, ¿cómo fue el periodo glacial?, ¿habrá otro?, ¿cómo se formaron estos yacimientos?, ¿deberíamos buscar agua aquí?, ¿es útil la explotación a cielo abierto en esta zona?, ¿se encontrará petróleo si se perfora un pozo en este lugar?

LA CIENCIA DE LA GEOLOGÍA

El tema de este libro es la **geología**, del griego *geo*, «Tierra», y *logos*, «discurso». Es la ciencia que persigue la comprensión del planeta Tierra. La ciencia de la Geología se ha dividido tradicionalmente en dos amplias áreas: la física y la histórica. La **Geología física**, sobre la que trata este libro, estudia los materiales que componen la Tierra y busca comprender los diferentes procesos que actúan debajo y encima de la superficie terrestre. El objetivo de la **Geología histórica** es comprender el origen de la Tierra y su evolución a lo largo del tiempo. Por tanto, procurar ordenar cronológicamente los múltiples cambios físicos y biológicos que han ocurrido en el pasado geológico. El estudio de la Geología física precede lógicamente al estudio de la historia de la Tierra, porque, antes de intentar revelar su pasado, debemos comprender primero cómo funciona la Tierra. Debe señalarse también que la Geología física e histórica se dividen en muchas áreas de especialización. En la Tabla 1.1 se proporciona una lista parcial. Cada capítulo de este libro representa una o más áreas de especialización en Geología.

Entender la Tierra constituye un reto, porque nuestro planeta es un cuerpo dinámico con muchas partes que interaccionan y una historia larga y compleja. En el transcurso de su larga existencia, la Tierra ha ido cambiando. De hecho, está cambiando mientras usted lee esta página y continuará haciéndolo en un futuro previsible. Algunas veces los cambios son rápidos y violentos, como cuando se producen deslizamientos o erupciones volcánicas. Aunque, a menudo, los cambios tienen lugar de una manera tan lenta que no se aprecian durante toda una vida. Las escalas de tamaño y espacio también varían mucho entre los fenómenos que los geólogos estudian. Algunas veces, deben concentrarse en fenómenos submicroscópicos, mientras que en otras ocasiones deben tratar con características de escala continental o global.

FIGURA 1.1. Sheep Mountain, Wyoming, tiene capas de rocas que se desploman desde su línea dorsal central. Las rocas de sus flancos fueron en una ocasión láminas planas de arenisca y lutita. Después, hace unos 65 millones de años, los procesos que dieron lugar a las montañas plegaron los estratos enterrados. De manera gradual, la meteorización y la erosión fueron eliminando las capas. En su libro, *Over the Mountains*, Michael Collier, el fotógrafo geólogo que tomó esta fotografía describía su escena del siguiente modo, «me resulta imposible mirar abajo y negar que algo estupendo sucedió aquí, capas de rocas de millares de metros de grosor, dobladas como trozos de una lámina de metal» (Foto de Michael Collier, *Over the Mountains, An Aerial View of Geology.* New York: Mikaya Press, 2007).

La Geología se percibe como una ciencia cuyo trabajo se desarrolla al aire libre, lo cual es correcto. Una gran parte de la Geología se basa en observaciones, mediciones y experimentos llevados a cabo en el campo. Pero la Geología también se realiza en el laboratorio, donde, por ejemplo, el estudio de varios materiales terrestres permite comprender muchos procesos básicos. Con frecuencia, la Geología requiere una comprensión y una aplicación del conocimiento y los principios de la Física, la Química y la Biología. La Geología es una ciencia que pretende ampliar nuestro conocimiento del mundo natural y del lugar que ocupamos en él.

Tabla 1.1. Diferentes áreas de estudio geológico*.

Geología arqueológica	Ciencias oceánicas
Biogeociencias	Paleoclimatología
Ingeniería geológica	Paleontología
Geología forense	Petrología
Geoquímica	Geología planetaria
Geomorfología	Geología sedimentaria
Geofísica	Sismología
Historia de la geología	Geología estructural
Hidrogeología	Tectónica
Geología médica	Vulcanología
Mineralogía	

* Muchas de estas áreas de estudio representan secciones de interés y especialidades de sociedades afiliadas a Geological Society of America (www.geosociety.org) y la American Geophysical Union (www.agu.org), dos sociedades profesionales a las que pertenecen muchos geólogos.

LA GEOLOGÍA, EL SER HUMANO Y EL MEDIO AMBIENTE

El objetivo principal de este libro es desarrollar una comprensión de los principios geológicos básicos, pero a lo largo del texto exploraremos numerosas relaciones importantes entre las personas y el entorno natural. Muchos de los problemas y cuestiones tratados por la Geología tienen un valor práctico para las personas.

Los riesgos naturales son parte de la vida en la Tierra. Cada día afectan de forma adversa literalmente a millones de personas en todo el mundo y son responsables de daños asombrosos (Figura 1.2). Entre los procesos terrestres peligrosos estudiados por los geólogos, se cuentan los volcanes, las inundaciones, los *tsunami*, los terremotos y los deslizamientos. Por supuesto, los riesgos geológicos comprenden simplemente procesos *naturales*. Solo se vuelven peligrosos cuando las personas intentan vivir donde estos procesos suceden (Figura 1.3).

A.

B.

FIGURA 1.2. Los riesgos naturales forman parte de la vida sobre la Tierra. **A.** Vista aérea de la destrucción de un terremoto en Muzaffarabad, Paquistán, 31 de enero de 2006 (Foto de Danny Kemp/AFP/Getty Images). **B.** Inundaciones sin precedentes en el Río Rojo del Norte a finales de marzo de 2009 en la zona Fargo, Dakota del norte/Moorhead, Minnesota (Foto de Scott Olson/Getty Images).

FIGURA 1.3. Erupción del monte Etna en Italia a finales de 2006. Este volcán domina Catania, la segunda ciudad más grande de Sicilia. Los riesgos geológicos son procesos *naturales*. Solo se convierten en riesgos cuando las poblaciones intentan vivir donde se producen estos procesos (Foto de Marco Fulle).

Según las Naciones Unidas, por primera vez en 2008 vivían más personas en las ciudades que en las zonas rurales. Esta tendencia global hacia la urbanización concentra millones de personas en megaciudades, muchas de las cuales son vulnerables a los riesgos naturales. Las zonas costeras son cada vez más vulnerables porque el desarrollo a menudo destruye las defensas naturales, como humedales y dunas de arena. Además, hay una amenaza creciente asociada con las influencias humanas en el sistema Tierra, como el aumento del nivel del mar que está ligado al cambio climático global[1]. Otras megaciudades están expuestas a riesgos sísmicos (terremotos) y volcánicos, donde el uso inapropiado de la tierra y las malas prácticas de construcción, asociadas al rápido crecimiento de la población, están aumentando la vulnerabilidad.

Los recursos representan otro tema central de la Geología, que es de gran valor práctico para los seres humanos. Estos recursos son el agua y el suelo, una gran variedad de minerales metálicos y no metálicos, y la energía (Figura 1.4). En conjunto, forman la verdadera base de la civilización moderna. La Geología aborda no solo la formación y la existencia de estos recursos vitales, sino también el mantenimiento de sus existencias y el impacto ambiental de su extracción y su uso.

El rápido crecimiento de la población mundial y las aspiraciones de todos a un mejor modo de vida están complicando todas las cuestiones ambientales. Esto significa una demanda cada vez mayor de recursos y una presión creciente para que las personas habiten en ambientes con riesgos geológicos significativos.

No solo los procesos geológicos tienen un impacto sobre las personas, sino que nosotros, los seres humanos, podemos influir de forma notable en dichos procesos geológicos. Por ejemplo, las crecidas de los ríos son algo natural, pero las actividades humanas, como la tala de bosques, construcción de ciudades y de embalses, pueden cambiar su magnitud y frecuencia. Por desgracia, los sistemas naturales no se ajustan siempre a los cambios artificiales de

[1] La idea del sistema Tierra se explora más adelante en este capítulo. El cambio climático global y sus efectos son el tema central del Capítulo 21.

FIGURA 1.4. La mina de cobre a cielo abierto en Morenci, Arizona, es una de las mayores productoras de cobre en Estados Unidos. Cuando la demanda de cobre es grande, la mina funciona sin interrupción, procesando 700.000 toneladas de roca al día y produciendo unos 389 millones de kilogramos de cobre al año (Foto de Michael Collier).

una manera que podamos prever. Así, una alteración en el medio ambiente que se preveía beneficiosa para la sociedad a menudo tiene el efecto opuesto.

En determinados puntos de este libro, tendrá la oportunidad de examinar distintos aspectos de nuestra relación con el ambiente físico. Será raro encontrar un capítulo que no se refiera a algún aspecto de los riesgos naturales, las cuestiones ambientales o los recursos. Partes importantes de algunos capítulos proporcionan el conocimiento geológico básico y los principios necesarios para comprender los problemas ambientales. Además, algunos recuadros de especial interés del libro se concentran en la Geología, las personas y el medio ambiente exponiendo estudios de casos o destacando una cuestión de actualidad.

ALGUNAS RESEÑAS HISTÓRICAS ACERCA DE LA GEOLOGÍA

La naturaleza de nuestro planeta (sus materiales y procesos) ha sido objeto de estudio durante siglos. Los escritos sobre temas como los fósiles, las gemas, los terremotos y los volcanes se remontan a los griegos, hace más de 2.300 años.

Sin duda, el filósofo griego más influyente fue Aristóteles. Por desgracia, las explicaciones de Aristóteles sobre la naturaleza del mundo no se basaron en observaciones y experimentos sagaces. Antes bien, fueron opiniones arbitrarias. Aristóteles creía que las rocas habían sido creadas bajo la «influencia» de las estrellas y que los terremotos se producían cuando el aire entraba con fuerza en el terreno, se calentaba por los fuegos centrales y escapaba de manera explosiva. Cuando se enfrentaba a un pez fósil, explicaba que «muchos peces viven en la tierra inmóviles y se encuentran al excavar».

Aunque las explicaciones de Aristóteles pudieran ser adecuadas para su época, por desgracia se las siguió aceptando durante muchos siglos, impidiendo así la elaboración de explicaciones más racionales. Frank D. Adams afirma en *The Bird and Development of the Geological Sciences* (Nueva York: Dover, 1938; El nacimiento y desarrollo de las Ciencias Geológicas) que «a lo largo de toda la Edad Media Aristóteles fue considerado el principal filósofo, aquél cuya opinión sobre cualquier tema era la definitiva y más autorizada».

Catastrofismo

A mediados del siglo XVII (1650), James Ussher, arzobispo anglicano de Armagh, primado de Irlanda, publicó un importante trabajo que tuvo influencias inmediatas y profundas. Reputado estudioso de la Biblia, Ussher construyó una cronología de la historia humana y de la Tierra en la que determinó que la Tierra tenía solo unos pocos miles de años, ya que había sido creada en el 4004 a.C. El tratado de Ussher consiguió aceptación generalizada entre los líderes científicos y religiosos de Europa, y su cronología acabó figurando impresa en los márgenes de la misma Biblia.

Durante los siglos XVII y XVIII la doctrina del **catastrofismo** influyó con gran fuerza en el pensamiento occidental sobre la Tierra. Dicho brevemente, los catastrofistas creían que los paisajes de la Tierra habían sido formados inicialmente por grandes catástrofes. Estructuras como las montañas o los cañones, cuya formación hoy sabemos que requiere mucho tiempo, se explicaban como si hubieran sido el resultado de desastres súbitos y a menudo a escala planetaria, producidos por causas desconocidas que ya no actúan. Esta filosofía era un intento por hacer encajar la velocidad de los procesos terrestres con las ideas entonces reinantes sobre la antigüedad de la Tierra.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es la población mundial actual y a qué velocidad está creciendo?

Hubo que esperar hasta el año 1800 para que la población del mundo alcanzara los 1000 millones de personas. En 1970, esa cifra era de unos 4000 millones. Al principio de 2010, se estimaba que la población mundial era de unos 6800 millones de personas. En la actualidad el número de personas aumenta en nuestro planeta en casi 80 millones al año.

PERFIL PROFESIONAL

Oportunidades laborales en Geociencias

Hay muchas áreas diferentes de estudio geológico. Dos sitios donde se puede saber lo que hacen los geólogos son las páginas web indicadas al pie de la Tabla 1.1. En la página de la Sociedad Geológica de América, pulse en «Secciones y Divisiones» (*Sections and Divisions*). Vaya a la sección «Nuestra Ciencia» si accede a la página de la Unión geofísica americana (*American Geophysical Union*).

El *United States Department of Labor, Bureau of Labor Statistics* (**http://www.bls.gov**) es una fuente de información y datos abundantes sobre carreras y oportunidades de empleo. Si consulta el *Occupational Outlook Handbook*, Edición de 2008-09 (**http://www.bls.gov/oco**), de nuevo obtendrá información útil de las posibles salidas profesionales para un geólogo*. Además de describir la naturaleza y las condiciones de trabajo, el manual proporciona información sobre la formación y los estudios necesarios, los gastos y las oportunidades de empleo esperadas.

A continuación ofrecemos algunos hechos sobre las profesiones de geólogo del manual. Los geólogos estudian la composición, la estructura y otros aspectos físicos de la Tierra. Estudian el presente y el pasado geológico de la Tierra utilizando sofisticados instrumentos para analizar la composición de los diversos materiales. Muchos geólogos ayudan a la búsqueda de recursos naturales como el agua subterránea, los metales y el petróleo. Otros trabajan estrechamente con los científicos que estudian el medio ambiente y otros que lo preservan y lo limpian.

- Algunos geólogos pasan la mayor parte de su tiempo en una oficina, pero otros dividen su tiempo entre el trabajo de campo y la oficina y el trabajo de laboratorio.
- Una titulación de grado es adecuada para algunos puestos básicos, pero la mayoría de los geólogos necesitan un máster en Geología o en Ciencias de la Tierra. Un máster es la formación preferida para la mayoría de los puestos de investigación básicos en la industria privada, agencias federales y estudios geológicos estatales. Para la mayor parte de puestos de investigación y enseñanza de nivel superior se necesita un doctorado, pero puede no ser necesario para otros trabajos.
- Los geólogos ocuparon unos 31.000 puestos de trabajo en 2006. Hay muchos otros puestos que los geólogos ocupan en los cuerpos docentes de las universidades.
- Entre 2006 y 2016 se prevé un crecimiento del empleo para los geólogos del 22 por ciento, mucho mayor que la media para cualquier profesión. Las necesidades de energía, la protección ambiental, la gestión responsable del agua y de la tierra ampliarán la demanda de empleo.
- Los graduados con un grado de máster disfrutarán de excelentes oportunidades laborales, sobre todo en consultoría técnica y científica y en la industria de servicios de ingeniería. Hay menos oportunidades para los recién graduados que solo tengan un grado en geología pero es posible que puedan encontrar buenas oportunidades en empleos relacionados, como profesores de ciencias en institutos o técnicos de laboratorio.

Recogiendo muestras de rocas para análisis. (Fotografía de Peggy/Yoram Kahana/ Peter Arnold, Inc.)

«Entre 2006 y 2016 se prevé un crecimiento del empleo para los geólogos del 22 por ciento, mucho mayor que la media para cualquier profesión.»

A lo largo de los capítulos restantes de este libro encontrará varios artículos que presentan perfiles profesionales para proporcionarle una perspectiva sobre la variedad de las carreras profesionales en Geología.

* Este manual virtual es una fuente de información profesional reconocida en todo el país (EEUU) diseñada para proporcionar una valiosa asistencia para las personas que tienen que tomar decisiones sobre su futuro. Se revisa cada dos años. Además de la sección sobre geólogos, existe una sección centrada en los científicos ambientales e hidrólogos.

Nacimiento de la Geología moderna

Contra este telón de fondo de las teorías aristotélicas y de la creación de la Tierra en el 4004 a.C., un físico y terrateniente escocés, James Hutton, publicó su *Theory of the Earth (Teoría de la Tierra)* en 1795 (Figura 1.5). En su trabajo, Hutton estableció un principio fundamental que constituye el pilar de la Geología actual: el **uniformismo**. Establece que las *leyes físicas, químicas y biológicas que actúan hoy, lo han hecho también en el pasado geológico.* Esto significa que las fuerzas y los procesos que en la actualidad observamos que conforman nuestro planeta han estado actuando durante mucho tiempo. Por tanto, para comprender las rocas antiguas, debemos entender primero los procesos petrogenéticos y sus resultados en la actualidad. Esta idea suele expresarse diciendo que *el presente es la clave del pasado.*

Antes de la *Teoría de la Tierra* de Hutton, nadie había demostrado de manera eficaz que los procesos geológicos se producían a lo largo de periodos extremadamente largos. Sin embargo, Hutton sostuvo con persuasión que fuerzas que parecen pequeñas producen, a lo largo de periodos prolongados de tiempo, efectos exactamente igual de grandes que los derivados de acontecimientos catastróficos súbitos. A diferencia de sus predecesores, Hutton citó con sumo cuidado observaciones verificables para apoyar sus ideas.

Por ejemplo, cuando sostenía que las montañas eran esculpidas y, en última instancia, destruidas por la meteorización y la acción de las aguas superficiales, y que sus restos eran llevados a los océanos por procesos observables, Hutton decía: «Tenemos una cadena de hechos que demuestran claramente (…) que los materiales de las montañas destruidas han viajado a través de los ríos»; y además: «En realidad, no hay un solo paso en toda esta sucesión de acontecimientos (…) que no se perciba». Pasó a continuación a resumir este pensamiento planteando una pregunta y proporcionando inmediatamente la respuesta. «¿Qué más podemos necesitar? Nada, salvo tiempo».

FIGURA 1.5. James Hutton (1726–1797), fundador de la Geología moderna (Foto cortesía del Museo de Historia Natural de Londres).

La Geología actual

En nuestros días, los principios básicos del uniformismo son tan viables como en época de Hutton. De hecho, nos damos cuenta con más fuerza que nunca de que el presente nos permite una percepción del pasado y que las leyes físicas, químicas y biológicas que gobiernan los procesos geológicos se mantienen invariables a lo largo del tiempo. Sin embargo, también entendemos que esta doctrina no debería tomarse demasiado al pie de la letra. Cuando se dice que en el pasado los procesos geológicos fueron los mismos que los que operan en la actualidad no se pretende sugerir que tuvieran siempre la misma importancia relativa o que actuaran precisamente a la misma velocidad. Además, algunos procesos geológicos importantes no pueden observarse en la actualidad, pero hay pruebas fehacientes de que suceden. Por ejemplo, sabemos que la Tierra ha sufrido impactos de meteoritos grandes aunque no haya testigos humanos. Acontecimientos como estos alteraron la corteza de la Tierra, modificaron su clima e influyeron enormemente en la vida sobre el planeta.

La aceptación del uniformismo significó la aceptación de una historia muy larga para la Tierra. Aunque la intensidad de los procesos terrestres varía, estos siguen tardando mucho en crear y destruir los principales accidentes geográficos del paisaje (Figura 1.6).

Por ejemplo, los geólogos han llegado a la conclusión de que en el pasado existieron montañas en zonas de las actuales Minnesota, Wisconsin, Michigan and Manitoba. En la actualidad, la región consiste en colinas bajas y llanuras. La erosión (proceso que desgasta la Tierra) destruyó de forma gradual esos picos. Los cálculos indican que el continente norteamericano está siendo rebajado a un ritmo de unos 3 cm cada 1.000 años. A este ritmo, el agua, el viento y el hielo tardarían 100 millones de años en rebajar unas montañas cuya altitud fuera de 3.000 m.

Pero incluso este lapso de tiempo es relativamente pequeño en la escala temporal de la historia de la Tierra; el registro rocoso contiene pruebas de que la Tierra ha experimentado muchos ciclos de formación y erosión de montañas. En lo referente a la naturaleza en continuo

cambio de la Tierra a través de grandes periodos de tiempo, Hutton hizo una afirmación que se convertiría en una cita clásica. En la conclusión de su famoso artículo publicado en 1788 en las *Transations of the Royal Society of Edinburgh,* afirmó: «Por consiguiente, el resultado de nuestra presente investigación es que no encontramos vestigios de un principio; ni perspectivas de un fin».

En los capítulos siguientes examinaremos los materiales que componen nuestro planeta y los procesos que lo modifican. Es importante recordar que, si bien muchos rasgos de los paisajes de nuestro entorno parecen no cambiar durante los decenios que nosotros los observamos, sin embargo, sí están cambiando, pero a escalas temporales del orden de centenares, miles o incluso muchos millones de años.

TIEMPO GEOLÓGICO

Aunque Hutton y otros reconocieron que el tiempo geológico es extremadamente largo, no tenían métodos para determinar con precisión la edad de la Tierra. Sin embargo, en 1896 se descubrió la radiactividad. La utilización de la radiactividad para datación se intentó por primera vez en 1905 y se ha perfeccionado desde entonces. Los geólogos pueden ahora asignar fechas bastante exactas a acontecimientos de la historia de la Tierra[2]. Por ejemplo, sabemos que los dinosaurios se extinguieron hace alrededor de 65 millones de años. En la actualidad se sitúa la edad de la Tierra en unos 4.600 millones de años.

La magnitud del tiempo geológico

El concepto de tiempo geológico es nuevo para muchos no geólogos. Las personas estamos acostumbradas a tratar con incrementos de tiempo que se miden en horas, días, semanas y años. Nuestros libros de historia suelen examinar acontecimientos que transcurren a lo largo de siglos, pero incluso un siglo es difícil de apreciar por completo. Para la mayoría de nosotros, algo o alguien que tenga 90 años es *muy viejo,* y un artefacto de 1.000 años es *antiguo.*

Por el contrario, quienes estudian la Geología deben tratar a diario con enormes periodos temporales: millones o miles de millones de años. Cuando se contempla en el contexto de los 4.600 millones de años de antigüedad de la Tierra, un acontecimiento geológico que ocurrió hace 10 millones de años puede ser calificado de «reciente» por un geólogo, y una muestra de roca que haya sido datada en 10 millones de años puede denominarse «joven». En el estudio de la Geología, es importante la apreciación de la magnitud del tiempo geológico, porque muchos procesos son tan graduales que se necesitan enormes lapsos de tiempo antes de que se produzcan cambios significativos.

¿Qué representan 4.600 millones de años? Si empezáramos a contar a un ritmo de un número por segundo y continuáramos 24 horas al día, siete días a la semana y nunca paráramos, ¡tardaríamos aproximadamente dos vidas (150 años) en alcanzar los 4.600 millones! Otra interesante base de comparación es la siguiente:

Comprimamos, por ejemplo, los 4.500 millones de años de tiempo geológico en un solo año. A esa escala, las rocas más antiguas que conocemos tienen fecha de mediados de marzo. Los seres vivos aparecieron en el mar por primera vez en mayo. Las plantas y los animales terrestres emergieron a finales de noviembre y las amplias ciénagas que formaron los depósitos de carbón de Pensilvania florecieron aproximadamente durante cuatro días a principios de diciembre. Los dinosaurios dominaron la Tierra a mediados de diciembre, pero desaparecieron el día 26, más o menos a la vez que se levantaron por primera vez las Montañas Rocosas. Criaturas de aspecto humano aparecieron en algún momento de la tarde del 31 de diciembre y los casquetes polares más recientes empezaron a retroceder desde el área de los Grandes Lagos y el norte de Europa alrededor de 1 minuto y 15 segundos antes de la media noche del 31. Roma gobernó el mundo occidental durante cinco segundos, desde las 11 h 59:45 hasta las 11 h 59:50. Colón descubrió América tres segundos antes de la medianoche, y la ciencia de la Geología nació con los escritos de James Hutton pasado un poco el último segundo del final de nuestro memorable año[3].

Lo anterior no es más que una de las muchas analogías que se han concebido en un intento por comunicar la magnitud del tiempo geológico. Aunque útiles, todas ellas, por muy inteligentes que sean, solo empiezan a ayudarnos a comprender la vasta extensión de la historia de la Tierra.

La datación relativa y la escala de tiempo geológico

Durante el siglo XIX, mucho antes del advenimiento de la datación radiométrica, se desarrolló una escala de tiempo geológico utilizando los principios de la datación relativa. **Datación relativa** significa que los acontecimientos se colocan en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad en años. Esto se hace aplicando

[2] En el Capítulo 9 hay una discusión más completa sobre esta cuestión.

[3] Don L. Eicher, *Geologic Time,* segunda edición (Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1978), págs. 18-19. Reimpreso con permiso. En este ejemplo se utiliza una edad de la Tierra de 4.500 millones de años. Las estimaciones actuales colocan la cifra más próxima a los 4.600 millones de años.

FIGURA 1.6. A lo largo de millones de años, la meteorización, la gravedad y el trabajo erosivo del Río Colorado y las corrientes que desembocan en él han excavado el Gran Cañón de Arizona. Los procesos geológicos a menudo actúan tan despacio que pueden no ser visibles en una vida humana entera. Las edades relativas de las capas de rocas en el cañón pueden determinarse aplicando la ley de la superposición. Las rocas más jóvenes están arriba y las más antiguas abajo. Las edades numéricas de las rocas del cañón abarcan centenares de millones de años. Los geólogos deben tratar de manera sistemática con materiales antiguos y acontecimientos que se produjeron en el pasado geológico distante (Foto de Marc Muench/Muench Photography, Inc.).

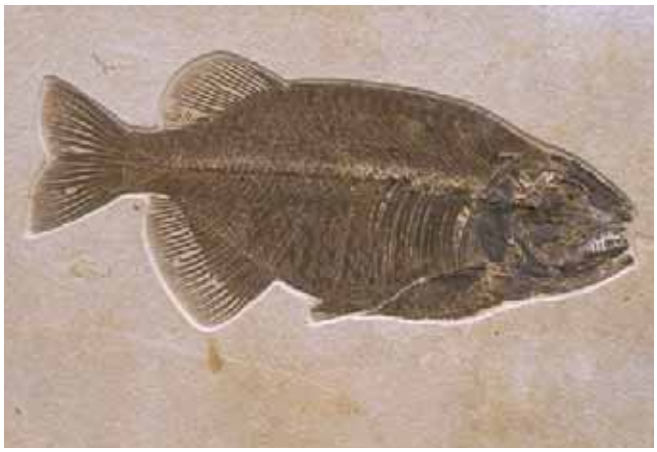
principios como la **ley de superposición** (*super* = sobre, *positum* = situar). Esta regla básica se aplica a los materiales que se depositaron originalmente en la superficie de la Tierra, como las capas de rocas sedimentarias o de coladas de lava, y establece simplemente que la capa más joven se encuentra en la parte superior y la más antigua, en la inferior (en el supuesto de que nada haya volcado las capas, lo cual a veces sucede). Dicho de otro modo, una capa es más antigua que las que están encima de ella y más joven que las inferiores. El Gran Cañón de Arizona proporciona un buen ejemplo, en el que las rocas más antiguas se sitúan en el interior del desfiladero y las rocas más jóvenes se hallan en el borde. Así, la ley de superposición establece la *secuencia* de las capas de roca (pero no, por supuesto, sus edades numéricas) (Figura 1.6). En nuestros días, esta proposición parece elemental, pero hace 300 años, significó un gran avance en el razonamiento científico al establecer una base racional para las determinaciones del tiempo relativo.

Los fósiles, restos o impresiones de vida antigua, fueron también esenciales para el desarrollo de la escala de tiempo geológico (Figura 1.7). Los fósiles son la base del **principio de sucesión de fósiles**, que establece que *los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y, por tanto, cualquier periodo geológico puede reconocerse por su contenido en fósiles.* Este principio se desarrolló con gran laboriosidad durante decenios recogiendo fósiles de incontables capas de rocas por todo el mundo. Una vez establecido, este principio permitió a los geólogos identificar rocas de la misma edad en lugares completamente separados y construir la escala de tiempo geológico mostrada en la Figura 1.8.

Obsérvese que las unidades en que se divide el tiempo geológico no tienen necesariamente el mismo número de años. Por ejemplo, el periodo Cámbrico duró unos 54 millones de años, mientras que el Silúrico abarcó solo unos 28 millones. Como destacaremos de nuevo en el Capítulo 9, esta situación existe porque la base para el establecimiento de la escala de tiempo no fue el ritmo regular de un reloj, sino el carácter variable de las formas de vida a lo largo del tiempo. Las fechas absolutas se añadieron mucho después del establecimiento de la escala temporal. Un vistazo a la Figura 1.8 revela también que el eón fanerozoico se divide en muchas más unidades que los eones anteriores aun cuando abarque solo alrededor del 12 por ciento de la historia de la Tierra. El escaso registro fósil de esos primeros eones es la principal razón de la falta de detalle en esta porción de la escala. Sin fósiles abundantes, los geólogos pierden su principal herramienta para subdividir el tiempo geológico.

Además de la *ley de superposición* y el *principio de sucesión* biótica, hay una serie de otros métodos útiles de datación relativa, que se examinarán e ilustrarán en el Capítulo 9.

A.



B.

FIGURA 1.7. Los fósiles son herramientas fundamentales para el geólogo. Además de ser muy importantes para la datación relativa, los fósiles pueden ser indicadores ambientales útiles. **A.** *Archaeopteryx*, un pájaro primitivo que vivió durante el periodo Jurásico (véase la Escala de Tiempo Geológico en la Figura 1.8). (Foto de Michael Collier). **B.** Pez fósil del Eoceno procedente de la Green River Formation, en Wyoming (Foto: Francois Gohier/Photo Researchers, Inc.).

NATURALEZA DE LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

Como miembros de una sociedad moderna, se nos está recordando constantemente los beneficios aportados por la ciencia. Pero, ¿cuál es exactamente la naturaleza de la investigación científica? La comprensión de cómo se hace la ciencia y cómo trabajan los científicos es un tema importante que aparece a todo lo largo de este libro. Se explorarán las dificultades para recopilar datos y algunos de los ingeniosos métodos que se han desarrollado para superar esas dificultades. Se verán también muchos ejemplos de cómo se formulan y se comprueban las hipótesis, y se informará de la evolución y la elaboración de algunas de las principales teorías.

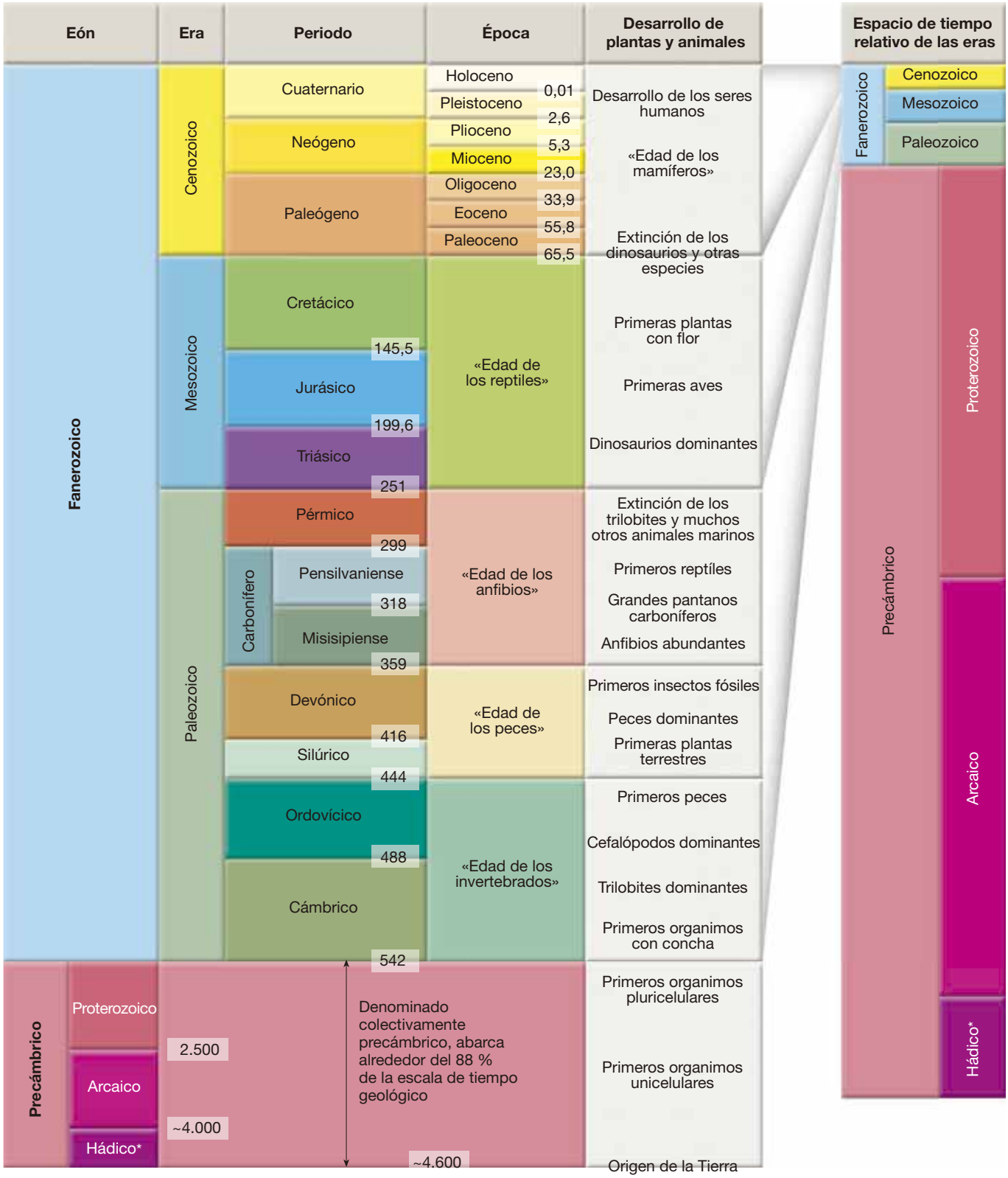
Toda la ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible que puede comprenderse mediante el estudio atento y sistemático. El objetivo general de la ciencia es descubrir los modelos subyacentes en la naturaleza y luego utilizar ese conocimiento para hacer predicciones sobre lo que cabría o no cabría esperar que ocurriera dados ciertos hechos y circunstancias. Por ejemplo, sabiendo cómo se forman los yacimientos de petróleo, los geólogos pueden predecir los sitios más favorables para la exploración y, quizá igual de importante, cómo evitar las regiones con escaso o nulo potencial.

El desarrollo de nuevos conocimientos científicos implica algunos procesos lógicos básicos que son universalmente aceptados. Para determinar qué está ocurriendo en el mundo natural, los científicos recogen «hechos» científicos a través de la observación y la medida. Como el error es inevitable, la exactitud de una medida o una observación particular es siempre cuestionable. No obstante, esos datos son esenciales para la ciencia y sirven como trampolín para el desarrollo de las teorías científicas (*véase* Recuadro 1.1).

Hipótesis

Una vez recogidos los hechos y formulados los principios que describen un fenómeno natural, los investigadores intentan explicar cómo o por qué las cosas suceden de la manera observada. Lo hacen elaborando una explicación provisional (o no probada), que denominamos una **hipótesis** científica**.** Es mejor que un investigador pueda formular más de una hipótesis para explicar un conjunto determinado de observaciones. Si un solo investigador no puede idear múltiples modelos, los otros miembros de la comunidad científica desarrollarán casi siempre explicaciones alternativas. Con frecuencia, a todo ello le sigue un debate encendido. Como consecuencia, quienes proponen hipótesis opuestas llevan a cabo una investigación extensa y los resultados se ponen a disposición del resto de la comunidad científica a través de las publicaciones de esta materia.

Antes de que una hipótesis sea aceptada como parte del conocimiento científico, debe someterse a pruebas y análisis objetivos. (Si una hipótesis no puede probarse, no es científicamente útil, por muy interesante que pueda parecer.) El proceso de verificación requiere que se hagan *predicciones* según la hipótesis que se esté considerando y que las predicciones se prueben comparándolas con observaciones objetivas de la naturaleza. En otras palabras, las hipótesis deben poder aplicarse a las observaciones distintas de las utilizadas para formularlas en primer lugar. A la larga, las hipótesis que suspenden esta prueba rigurosa se descartan. La historia de la ciencia está repleta de hipótesis descartadas. Una de las mejor conocidas es la idea de que la Tierra era el centro del universo, una



* Hádico es el nombre informal para el lapso que empieza en la formación de la Tierra y acaba con las primeras rocas conocidas de la Tierra

FIGURA 1.8. Escala de tiempo geológico. Las cifras indicadas en la escala vertical representan el tiempo en millones de años antes del presente (MA, AP). Estas fechas fueron añadidas mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. El Precámbrico representa más del 88 por ciento del tiempo geológico (Datos procedentes de la Sociedad Geológica de América).

ENTENDER LA TIERRA

El estudio de la Tierra desde el espacio

RECUADRO 1.1

Los hechos científicos se recogen de muchas maneras, como en los estudios científicos y en las observaciones y mediciones de campo. Las imágenes de satélite como las descritas aquí son otra fuente de datos útil. Estas imágenes proporcionan perspectivas difíciles de obtener mediante fuentes más tradicionales. Además, los instrumentos de alta tecnología instalados a bordo de muchos satélites permiten a los científicos recoger información de regiones remotas cuyos datos serían escasos de otro modo.

La imagen de la Figura 1.A se creó utilizando datos de radar por satélite de la Misión Cartográfica de la Antártida. Muestra el movimiento del glaciar Lambert de la Antártida. Los glaciares más pequeños que se unen al Lambert exhiben velocidades bajas, mostradas en verde, de 100-300 m al año. Cerca de su término, donde el hielo se despliega y adelgaza, las velocidades aumentan hasta 1.000-1.200 m al año. Debido a lo remoto de su ubicación y a las extremas condiciones meteorológicas asociadas con esta región, solo se habían comunicado previamente un puñado de medidas de velocidad *in situ* tradicionales. Ahora que se dispone de medidas precisas por satélite, los científicos tienen una línea basal cuantitativa para comparaciones futuras.

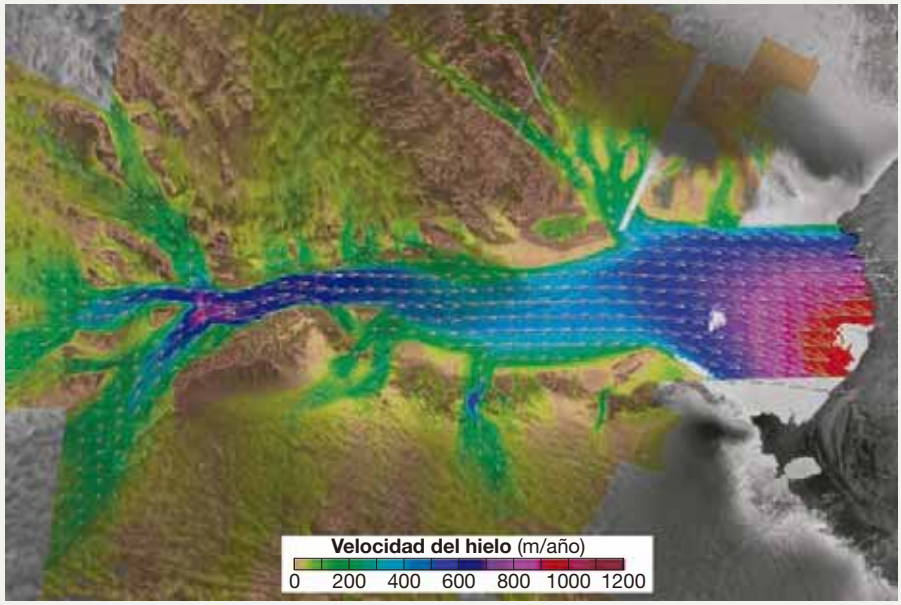


FIGURA 1.A. Esta imagen de satélite proporciona información detallada sobre el movimiento del glaciar Lambert de la Antártida. Dicha información es básica para entender los cambios en el comportamiento del glaciar a lo largo del tiempo. Las velocidades del hielo se determinan a partir de pares de imágenes obtenidas con una diferencia de 24 días, utilizando una técnica denominada interferometría con radar (NASA).

La imagen de la Figura 1.B procede de la *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* de la NASA. Se han estudiado los patrones de precipitaciones sobre el continente durante muchos años utilizando radares y otros instrumentos con base en el suelo. En la actualidad, los instrumentos instalados a bordo del satélite *TRMM* han ampliado en gran medida nuestra capacidad de recoger datos sobre las precipitaciones. Además de los datos para los continentes, este satélite proporciona medidas extremadamente precisas de lluvia sobre los océanos que los instrumentos con base en tierra no pueden ver. Esto es especialmente importante porque gran parte de la lluvia de la Tierra cae en las zonas tropicales cubiertas por océano y mucha de la energía del planeta que produce el clima procede del intercambio de calor implicado en el proceso de la lluvia. Hasta la *TRMM*, la información sobre la intensidad y la cantidad de lluvia caída sobre los trópicos era escasa. Estos datos son cruciales para entender y predecir el cambio climático global.

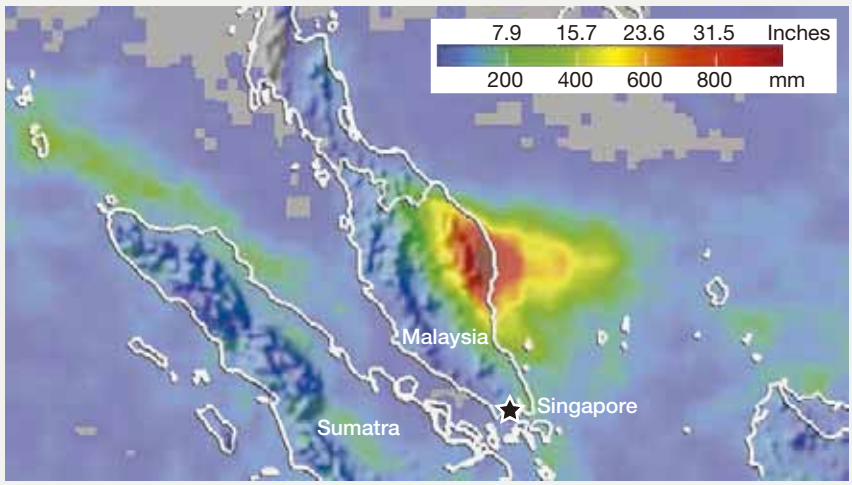


FIGURA 1.B. Este mapa de precipitaciones para el 7-13 de diciembre de 2004 en Malasia se construyó utilizando datos de *TRMM*. Cayeron más de 800 mm de lluvia a lo largo de la península (área roja más oscura). Las extraordinarias lluvias causaron extensas inundaciones y provocaron muchas avalanchas de lodo (NASA/imagen de *TRMM*).

propuesta que se sustentaba en el aparente movimiento diario del Sol, la Luna y las estrellas alrededor de la Tierra. Como afirmó con tanta habilidad el matemático Jacob Bronowski: «La ciencia es muchas cosas, pero al final todas vuelven a esto: la ciencia es la aceptación de lo que funciona y el rechazo de lo que no lo hace».

Teoría

Cuando ha sobrevivido a una comprobación intensiva y cuando se han eliminado los modelos competidores, una hipótesis puede ser elevada al estatus de **teoría** científica. En el lenguaje cotidiano solemos decir «eso es solo una teoría». Pero una teoría científica es una visión bien comprobada y ampliamente aceptada que, en opinión de la comunidad científica, es la que mejor explica ciertos hechos observables. Algunas teorías muy documentadas y extremadamente bien sustentadas tienen un gran alcance. Por ejemplo, la teoría de la tectónica de placas proporciona un marco para la comprensión del origen de las montañas, los terremotos y la actividad volcánica. Además, la tectónica de placas explica la evolución de los continentes y las cuencas oceánicas a lo largo del tiempo (ideas que se explorarán con cierto detalle en los Capítulos 2, 13 y 14).

El método científico

El proceso que se acaba de describir, en el cual los investigadores recogen hechos a través de observaciones y formulan hipótesis y teorías científicas, se denomina *método científico.* Al contrario de la creencia popular, el método científico no es una receta estándar que los científicos aplican de una manera rutinaria para desenmarañar los secretos de nuestro mundo natural. Antes bien, es una empresa que implica creatividad e intuición. Rutherford y Ahlgren lo expresaron de esta forma: «Inventar hipótesis o teorías para imaginar cómo funciona el mundo y luego apañárselas para ponerlas a prueba con los hechos reales es tan creativo como escribir poesía, componer música o diseñar rascacielos»[4].

No hay un camino fijo que los científicos puedan seguir siempre y les conduzca infaliblemente al conocimiento científico. No obstante, en muchas investigaciones científicas intervienen las siguientes etapas: (1) recogida de hechos científicos a través de la observación y la medida (Figura 1.9); (2) formulación de preguntas que relacionen los hechos y elaboración de una o varias hipótesis de trabajo que puedan responder a esas preguntas; (3) desarrollo de observaciones y experimentos para probar la hipótesis; y (4) aceptación, modificación o rechazo de las hipótesis sobre la base de extensas pruebas (*véase* Recuadro 1.2).

[4] F. James Rutherford y Andrew Ahlgren, *Science for All Americans* (New York: Oxford University Press, 1990), pág. 7.

FIGURA 1.9. El trabajo de laboratorio es una parte importante de lo que hacen muchos geólogos. Estos científicos están trabajando con un testigo de sondeo de sedimento. Estos testigos suelen contener datos útiles sobre el pasado geológico y la historia climática de la Tierra (Foto de Science Source/Photo Researchers, Inc.).

Otros descubrimientos científicos pueden proceder de ideas simplemente teóricas, que se enfrentan resueltamente a un extenso examen. Algunos investigadores utilizan ordenadores de gran velocidad para crear modelos que simulen lo que sucede en el mundo «real». Estos modelos son útiles para tratar los procesos naturales que suceden en escalas de tiempo muy largas o que se producen en lugares extremos o inaccesibles. También, otros avances científicos tienen lugar tras la producción de un suceso totalmente inesperado durante un experimento. Estos descubrimientos casuales son más que pura suerte; como dijo Louis Pasteur, «en el campo de la observación, la suerte favorece solo a la mente preparada».

El conocimiento científico se adquiere a través de varias vías, de modo que quizá sea mejor describir la naturaleza de la investigación científica como métodos de la ciencia y no como el método científico. Además, debe recordarse siempre que incluso las teorías científicas más convincentes siguen siendo solo explicaciones simplificadas del mundo natural.

La tectónica de placas y la investigación científica

En las páginas de este libro tendrá muchas oportunidades para desarrollar y reforzar su comprensión sobre el funcionamiento de la ciencia y, en particular, sobre el funcionamiento de la ciencia de la Geología. Aprenderá los métodos de recogida de datos y desarrollará un sentido de las técnicas de observación y los procesos de razonamiento que utilizan los geólogos. El Capítulo 2, «Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica», es un ejemplo excelente.

ENTENDER LA TIERRA

¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico

RECUADRO 1.2

En el Recuadro 1.1 aprendimos que los instrumentos que hay a bordo de los satélites nos permiten controlar los glaciares desde el espacio. Por supuesto, este es un avance reciente. En el siglo XIX, conocer el comportamiento de los glaciares era mucho más difícil y trabajoso.

El estudio de los glaciares proporciona una temprana aplicación del método científico. En las zonas altas de los Alpes suizos y franceses existen pequeños glaciares en las zonas superiores de algunos valles. A finales del siglo dieciocho y principios del diecinueve, los agricultores y ganaderos de esos valles sugerían que los glaciares de los trechos más elevados habían sido antiguamente mucho mayores y ocupado las zonas bajas del valle. Basaban su explicación en el hecho de que en el fondo de los valles se encontraban cantos angulosos y otros derrubios rocosos dispersos que parecían idénticos a los materiales que podían ver en los glaciares y cerca de ellos en las cabeceras de los valles.

Aunque la explicación para estas observaciones parecía lógica, otros no aceptaban la idea de que masas de hielo de centenares de metros de grosor fueran capaces de moverse. El desacuerdo se resolvió al diseñarse y llevarse a cabo un experimento sencillo para comprobar la hipótesis de que el hielo del glaciar podía moverse.

Figura 1.C. El hielo glacial se mueve tan despacio que es necesario hacer medidas cuidadosas para detectarlo. Alguno de los primeros intentos se realizó en los Alpes (Fotografía de Laurent Gillieron/Keystone/Corbis).

Se colocaron marcadores en línea recta atravesando por completo un glaciar alpino, y la posición de la línea se señaló en las paredes del valle de manera que, si el hielo se movía, pudiera detectarse el cambio de posición. Después de un año o dos, los resultados eran claros: los marcadores colocados en el glaciar habían descendido por el valle, demostrando que el hielo glaciar se mueve. Además, el experimento demostró que, dentro de un glaciar, el hielo no se mueve a una velocidad uniforme, porque los marcadores del centro avanzaban más deprisa que los que había a lo largo de los márgenes. Aunque la mayor parte de los glaciares se mueve demasiado despacio para una detección visual directa, el experimento demostró de manera satisfactoria que se produce movimiento. En los años siguientes este experimento se repitió muchas veces con más precisión utilizando técnicas de vigilancia más modernas. Cada vez, se verificaron las relaciones básicas establecidas por los primeros intentos.

El experimento ilustrado en la Figura 1.D se llevó a cabo en el glaciar Rhone suizo a finales del siglo diecinueve. No solo permitió trazar el movimiento de los marcadores dentro del hielo, sino también cartografiar la posición del frente del glaciar. Obsérvese que, aun cuando el hielo situado dentro del glaciar estuviera avanzando, el frente de hielo estaba retrocediendo. Como suele ocurrir en ciencia, las observaciones y los experimentos diseñados para comprobar una hipótesis proporcionan nueva información que precisa análisis y explicación ulteriores.

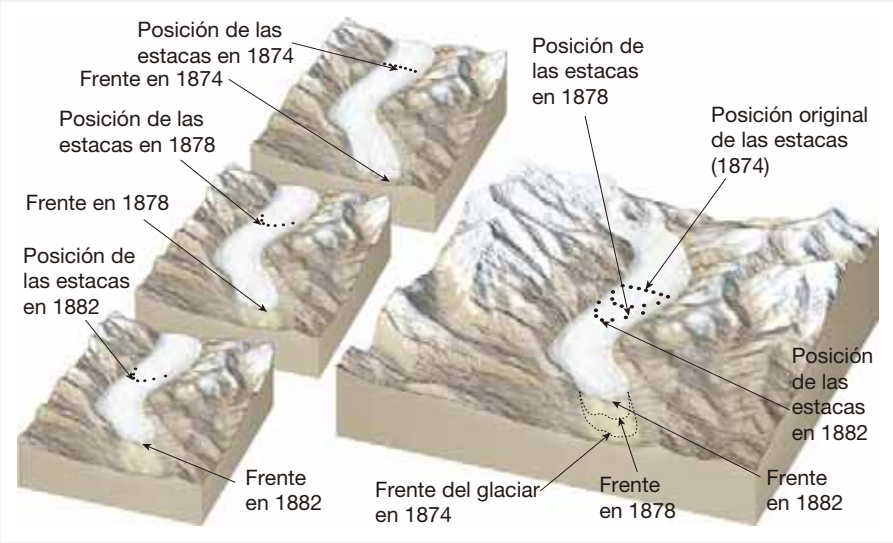


Figura 1.D. Movimiento del hielo y cambios en el frente del glaciar Rhone, Suiza. En este estudio clásico de un glaciar de valle, el movimiento de las estacas demostró claramente que el hielo se mueve y que el movimiento de los laterales del glaciar es más lento que el movimiento del centro. Obsérvese también que, aun cuando el frente de hielo estaba retrocediendo, el hielo dentro del glaciar seguía avanzando.

En las últimas décadas, se ha aprendido mucho sobre la dinámica de nuestro planeta. Este periodo ha constituido una revolución sin igual en nuestra comprensión de la Tierra. La revolución empezó a principios del siglo XX con la propuesta radical de la *deriva continental*, la idea de que los continentes se movían sobre la superficie del planeta. Esta hipótesis contradecía el punto de vista establecido, según el cual los continentes y las cuencas oceánicas eran características permanentes y estacionarias sobre la superficie terrestre. Por esta razón, la idea de los continentes a la deriva se recibió con gran escepticismo e incluso se consideró ridícula. Tuvieron que pasar más de 50 años antes de que se recogieran datos suficientes para transformar esta hipótesis controvertida en una teoría sólida que enlazara todos los procesos básicos que, se sabía, actuaban en la Tierra. La teoría que finalmente apareció, denominada *teoría de la tectónica de placas*, proporcionó a los geólogos el primer modelo exhaustivo del funcionamiento interno de la Tierra.

Al leer el Capítulo 2, no solo adquirirá conocimientos sobre el funcionamiento de nuestro planeta, sino que, además, verá un ejemplo excelente de cómo las «verdades» geológicas se ponen al descubierto y se reelaboran.

A veces los alumnos preguntan…

En clase, se comparó una hipótesis con una teoría. ¿En qué se diferencian cada una ellas de una ley científica?

Una ley científica es un principio básico que describe un comportamiento particular de la naturaleza que, en general, tiene un alcance reducido y puede exponerse, brevemente, como una ecuación matemática simple. Dado que se ha demostrado una y otra vez que en las leyes científicas coinciden las observaciones y las medidas, se descartan en muy pocas ocasiones. Sin embargo, puede ser necesario modificar las leyes para ajustarlas a los nuevos descubrimientos. Por ejemplo, las leyes del movimiento de Newton son todavía útiles para las aplicaciones cotidianas (la NASA las utiliza para calcular las trayectorias de los satélites), pero no funcionan a velocidades próximas a la velocidad de la luz. Por ello, han sido sustituidas por la teoría de la relatividad de Einstein.

A.

B.

FIGURA 1.10. **A.** Perspectiva de la Tierra que vieron los astronautas del *Apollo 8* conforme su nave espacial salía de detrás de la Luna (NASA). **B.** África y Arabia destacan en esta imagen de la Tierra tomada desde el *Apollo 17.* Las zonas de color marrón que carecen de nubes situadas sobre los continentes coinciden con las principales regiones desérticas. La banda de nubes que cruza África central se asocia con un clima mucho más húmedo que en algunos lugares y sostiene las selvas tropicales. El azul oscuro de los océanos y las nubes arremolinadas nos recuerdan la importancia de los océanos y la atmósfera. La Antártida, un continente cubierto por hielo glaciar, es visible en el Polo Sur (NASA).

LAS ESFERAS DE LA TIERRA

Una visión de la Tierra

La visión clásica de la Tierra, como la que se muestra en la Figura 1.10A, proporcionó a los astronautas del *Apollo 8* y al resto de la humanidad una perspectiva única de nuestro planeta. Vista desde el espacio, la Tierra es espectacular por su belleza y llamativa por su soledad. Una imagen como esta nos recuerda que la Tierra es, después de todo, un planeta pequeño, autónomo y, de algún modo, incluso frágil. Bill Anders, uno de los astronautas del Apollo 8, lo expresó de este modo, «Hicimos todo ese camino para explorar la Luna y lo más importante es que descubrimos la Tierra».

A medida que nos acercamos a nuestro planeta desde el espacio, se pone de manifiesto que la Tierra es mucho más que roca y suelo (Figura 1.10B). De hecho, los rasgos más llamativos no son los continentes, sino las

FIGURA 1.11. La línea de costa es un ejemplo obvio de una interfaz, un límite común donde interactúan diferentes partes de un sistema. En esta imagen, las olas del océano (*hidrosfera*) creadas por la fuerza del aire en movimiento (*atmósfera*) se rompen contra la costa rocosa Big Sur de California (*geosfera*). La fuerza del agua puede ser poderosa y el trabajo de erosión que se lleva a cabo, importante (Foto: Kevin Schafer/www.DanitaDelimont).

nubes turbulentas suspendidas encima de la superficie y el enorme océano global. Estas características subrayan la importancia del aire y el agua en nuestro planeta.

La visión cercana de la Tierra desde el espacio, mostrada en la Figura 1.10B, nos ayuda a apreciar por qué el medio físico se divide tradicionalmente en tres partes principales: la porción de agua de nuestro planeta, *la hidrosfera*; el envoltorio gaseoso de la Tierra, *la atmósfera*; y, por supuesto, la Tierra sólida, o *geosfera*.

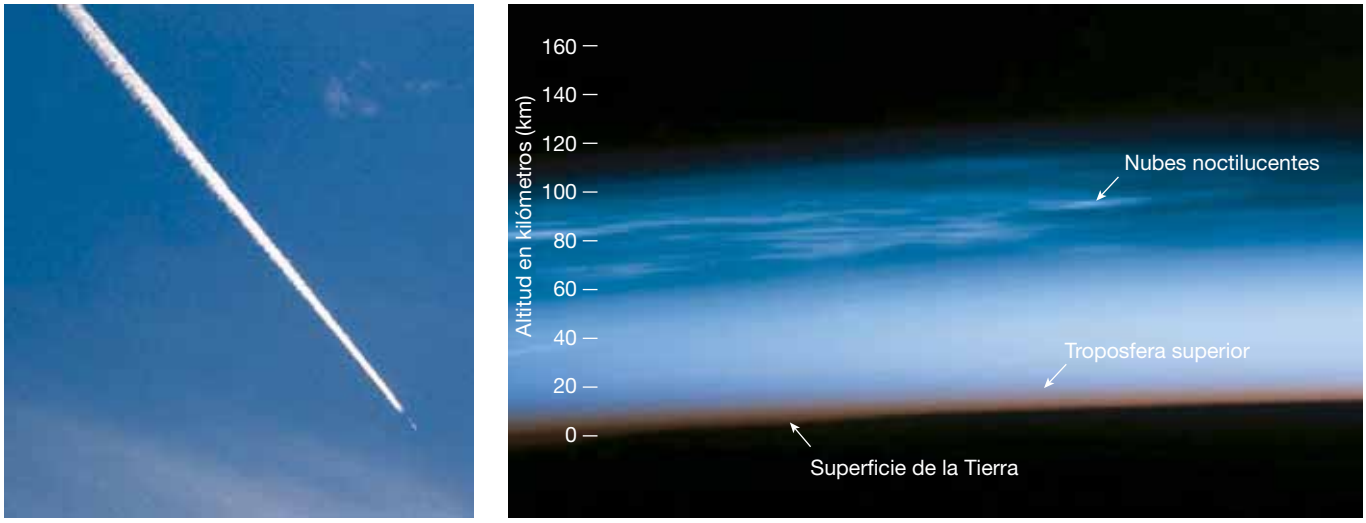
Debe destacarse que nuestro medio ambiente está muy integrado. No está dominado únicamente por rocas, agua o aire. En cambio, se caracteriza por interacciones continuas entre ellos a medida que el aire entra en contacto con las rocas, las rocas con el agua y el agua con el aire. Además, *la biosfera*, que constituye la totalidad de vida vegetal y animal sobre nuestro planeta, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es una parte igualmente integrada del planeta. Así, se puede pensar que la Tierra está formada por cuatro esferas principales: la hidrosfera, la atmósfera, la geosfera y la biosfera.

Las interacciones entre las cuatro esferas de la Tierra son incalculables. La Figura 1.11 nos proporciona un ejemplo fácil de visualizar. La línea de costa es un lugar obvio de encuentro entre las rocas, el agua y el aire. Las olas oceánicas, que se forman por el arrastre de aire que se mueve sobre el mar, se rompen contra la costa rocosa. La fuerza del agua puede ser poderosa y el trabajo de erosión que se lleva a cabo, importante.

Hidrosfera

A la Tierra se le llama a veces el planeta *azul.* El agua, más que cualquier otra cosa, hace que la Tierra sea única. La **hidrosfera** es una masa de agua dinámica que está en movimiento continuo, evaporándose de los océanos a la atmósfera, precipitándose sobre la Tierra y volviendo de nuevo al océano por medio de los ríos. El océano global es, por supuesto, el rasgo más destacado de la hidrosfera: cubre casi el 71 por ciento de la superficie terrestre hasta una profundidad media de unos 3.800 m y representa alrededor del 97 por ciento del agua de la Tierra. Sin embargo, la hidrosfera incluye también el agua dulce que se encuentra en los torrentes, lagos y glaciares. Además, el agua es un componente importante de todos los seres vivos.

Aunque estas últimas fuentes constituyen tan solo una diminuta fracción del total, son mucho más importantes de lo que indica su escaso porcentaje. Además de proporcionar el agua dulce, tan vital para la vida en la



A. **B.**

FIGURA 1.12. **A.** Este avión está volando en la atmósfera a una altitud de más de 9.000 m. Más de dos tercios de la atmósfera están debajo de esta altura. Para alguien que esté sobre el suelo, la atmósfera parece extenderse una gran distancia. Sin embargo, comparada con el grosor (radio) de la Tierra sólida, la atmósfera es una capa muy delgada (Foto de Warren Faidley/Weatherstock). **B.** Esta imagen única de la atmósfera de la Tierra fundiéndose con el vacío del espacio recuerda una pintura abstracta. Fue tomada en el oeste de China en junio de 2007 por un miembro de la tripulación de la lanzadera espacial. Las finas tiras plateadas (denominadas nubes noctilucentes) arriba en la zona azul están a una altitud de unos 8 km. La atmósfera a esta altitud es *muy* delgada. La presión del aire aquí es inferior a una milésima la presión al nivel del mar. La fina zona rojiza en la parte inferior de la imagen es la parte más densa de la atmósfera. Es aquí, en la capa denominada *troposfera*, donde tienen lugar todos los procesos climatológicos y la formación de las nubes. El 90 por ciento de la atmósfera terrestre ocupa solo 16 km desde la superficie (NASA).

Tierra, los torrentes, glaciares y aguas subterráneas son responsables de esculpir y crear muchos de los variados paisajes de nuestro planeta.

Atmósfera

La Tierra está rodeada de una capa gaseosa denominada **atmósfera** (Figura 1.12)**.** Cuando vemos un avión que vuela alto en el cielo, parece que la atmósfera se extiende una gran distancia hacia arriba. Sin embargo, cuando se compara con el grosor (radio) de la Tierra sólida (unos 6.400 km), la atmósfera es una capa muy delgada.

La mitad se encuentra por debajo de una altitud de 5,6 km y el 90 por ciento ocupa una franja de tan solo 16 km desde la superficie de la Tierra. A pesar de sus modestas dimensiones, este delgado manto de aire es una parte integral del planeta. No solo proporciona el aire que respiramos, sino que también nos protege del intenso calor solar y de las peligrosas radiaciones ultravioletas. Los intercambios de energía que se producen de manera continua entre la atmósfera y la superficie de la Tierra y entre la atmósfera y el espacio, producen los efectos que denominamos tiempo y clima.

Si, como la Luna, la Tierra no tuviera atmósfera, nuestro planeta no solo carecería de vida, sino que, además, no actuarían muchos de los procesos e interacciones que hacen de la superficie un lugar tan dinámico. Sin la meteorización y la erosión, la faz de nuestro planeta se parecería mucho a la superficie lunar, que no ha cambiado apreciablemente en casi tres mil millones de años de historia.

Biosfera

La **biosfera** incluye toda la vida en la Tierra. La vida oceánica está concentrada en las aguas superficiales del mar iluminadas por el Sol (Figura 1.13). La mayor parte de la vida en la Tierra está concentrada también cerca de la superficie, alcanzando las raíces de los árboles y los animales excavadores unos pocos metros bajo tierra y los insectos voladores y los pájaros un kilómetro más o menos en la atmósfera. Una sorprendente variedad de formas de vida están adaptadas también a ambientes extremos. Por ejemplo, en el fondo oceánico, donde las presiones son extremas y la luz no penetra, hay lugares donde se descargan (emiten) a borbotones líquidos calientes ricos en minerales que sustentan comunidades de formas de vida exóticas. En tierra, algunas bacterias medran en rocas a profundidades de hasta 4 km y en fuentes termales. Además, las corrientes de aire pueden transportar microrganismos muchos kilómetros en la atmósfera. Aun cuando consideremos estos extremos, todavía debemos pensar en la vida como confinada a una estrecha banda muy cerca de la superficie de la Tierra.

FIGURA 1.13. La hidrosfera contiene una porción significativa de la biosfera de la Tierra. Los actuales arrecifes de coral son ejemplos únicos y complejos y son el hogar de alrededor del 25 por ciento de todas las especies marinas. Dada esta diversidad, a veces se hace referencia a ellos como el equivalente oceánico de los bosques tropicales. En el Recuadro 7.2, pág. 249 encontrará más información sobre los arrecifes de coral (Foto de Darryl Leniuk/age fotostock).

Las plantas y los animales dependen del ambiente físico para los procesos básicos de la vida. Sin embargo, los organismos no solo responden a su entorno físico. De hecho, la biosfera influye poderosamente en las otras tres esferas. Sin la vida, la constitución y la naturaleza de la geosfera, la hidrosfera y la atmósfera serían muy diferentes.

Geosfera

Debajo de la atmósfera y los océanos se encuentra la Tierra sólida o **geosfera**. La geosfera se extiende desde la superficie hasta el centro del planeta, una profundidad de casi 6.400 km, lo que hace de ella, con gran distancia, la mayor de las cuatro esferas de la Tierra. Gran parte de nuestro estudio de la tierra sólida se concentra en los accidentes geográficos superficiales más accesibles. Por fortuna, muchos de estos accidentes representan las expresiones externas del comportamiento dinámico de los materiales que se encuentran debajo de la superficie. Examinando los rasgos superficiales más destacados y su extensión global, podemos obtener pistas para explicar los procesos dinámicos que han conformado nuestro planeta. Un primer vistazo a la estructura del interior de la Tierra y a las principales estructuras de la superficie de la geosfera se presentará más adelante en este capítulo.

El *suelo*, el fino barniz de material de la superficie de la Tierra que sustenta el crecimiento de las plantas, puede considerarse como parte de las cuatro esferas. La porción sólida es una mezcla de los restos de roca meteorizada (geosfera) y la materia orgánica de la vida vegetal y animal en descomposición (biosfera). Los restos de roca descompuesta y desintegrada son el producto de los procesos de meteorización que requieren aire (atmósfera) y agua (hidrosfera). El aire y el agua ocupan también los espacios abiertos entre las partículas sólidas.

LA TIERRA COMO UN SISTEMA

Cualquiera que estudie la Tierra aprende pronto que nuestro planeta es un cuerpo dinámico con muchas partes o *esferas* separadas pero interactuantes. La hidrosfera, la atmósfera, la biosfera y la geosfera pueden estudiarse por separado. Sin embargo, las partes no están aisladas. Cada una se relaciona de alguna manera con las otras para producir un todo complejo y continuamente interactuante que denominamos *sistema Tierra.*

La ciencia del sistema Tierra

Un ejemplo sencillo de las interacciones entre distintas partes del sistema Tierra tiene lugar cada invierno, cuando el agua se evapora del océano Pacífico y cae después en forma de lluvia en las colinas y montañas del sur de California, provocando deslizamientos destructivos. En el Capítulo 15 encontrará un caso de estudio en el que se explora un acontecimiento de este tipo. Los procesos que mueven el agua desde la hidrosfera hacia la atmósfera y luego hacia la geosfera tienen un profundo impacto en las plantas y los animales (incluidos los seres humanos) que habitan las regiones afectadas. En la Figura 1.14 se proporciona otro ejemplo.

Los científicos han reconocido que para comprender mejor nuestro planeta, debemos aprender cómo están interconectados sus componentes (tierra, agua, aire y formas de vida). Esta tentativa, denominada **ciencia del sistema Tierra**, tiene el objetivo de estudiar la Tierra como un *sistema* compuesto por numerosas partes interactuantes o *subsistemas.* Antes que mirar a través de la lente limitada de solo una de las ciencias tradicionales (geología, ciencias atmosféricas, química, biología, etc.) la ciencia del sistema Tierra intenta integrar el conocimiento de diversos ámbitos académicos. Mediante un enfoque interdisciplinario, quienes practican la ciencia del sistema Tierra intentan alcanzar el nivel de comprensión necesario para entender y resolver muchos de nuestros problemas ambientales globales.

FIGURA 1.14. En esta imagen se proporciona un ejemplo de interacciones entre diferentes partes del sistema Tierra. Vista aérea de Carballeda, Venezuela, cubierta por material procedente de un flujo de derrubios (popularmente denominados aludes de barro). En diciembre de 1999, lluvias extraordinarias desencadenaron este flujo de derrubios y millares de otros a lo largo de esta zona costera montañosa. Carballeda estaba situado en la boca de un empinado desfiladero. Se perdieron un total estimado de 19.000 vidas (Foto de Kimberly White/Reuters/Corbis/Bettmann).

¿Qué es un sistema?

Muchos de nosotros oímos y utilizamos el término *sistema* a menudo. Quizá atendamos al *sistema* de enfriamiento de nuestro coche, hagamos uso del *sistema* de transporte de la ciudad y participemos en el *sistema* político. Una noticia quizá nos informe de la aproximación de un *sistema* meteorológico. Además, sabemos que la Tierra es tan solo una parte pequeña de un gran sistema conocido como *Sistema Solar,* que, a su vez, es un subsistema de un sistema todavía mayor llamado Vía Láctea.

Una definición poco precisa de **sistema** podría ser la de un grupo, de cualquier tamaño, de partes interactuantes que forman un todo complejo. La mayoría de los sistemas naturales pueden funcionar gracias a fuentes de energía que desplazan la materia o la energía de un lugar a otro. Una analogía simple es un sistema de enfriamiento de un coche, que contiene un líquido (habitualmente agua y anticongelante) que sale del motor hacia el radiador y vuelve. El papel de este sistema es transferir el calor generado por combustión en el motor al radiador, donde el aire en movimiento lo hace salir del vehículo. De ahí el término sistema de enfriamiento.

Los sistemas como el de enfriamiento de un coche son autónomos con respecto a la materia y se denominan **sistemas cerrados**. Aunque la energía se desplaza libremente dentro y fuera de un sistema cerrado, no entra ni sale materia (líquido en el caso de nuestro sistema de enfriamiento de un coche) del sistema. (En el supuesto de que no haya una fuga en el radiador.) Por el contrario, la mayoría de los sistemas naturales son **sistemas abiertos** y son mucho más complicados que el ejemplo anterior. En un sistema abierto, tanto la energía como la materia fluyen hacia dentro y hacia fuera del sistema. En un sistema meteorológico como un huracán, factores como la cantidad de vapor de agua disponible para la formación de nubes, la cantidad de calor liberado por el vapor de agua que se condensa y la corriente de aire que entra y sale de la tormenta pueden fluctuar mucho. En ocasiones la tormenta puede fortalecerse; en otras ocasiones puede permanecer estable o debilitarse.

Mecanismos de realimentación

La mayoría de los sistemas naturales tiene mecanismos que tienden a intensificar el cambio, así como otros mecanismos que tienden a resistirlo y, de este modo, estabilizar el sistema. Por ejemplo, cuando tenemos demasiado calor, transpiramos para enfriarnos. Este fenómeno de enfriamiento sirve para estabilizar nuestra temperatura corporal y se denomina **mecanismo de realimentación negativa**. Los mecanismos de realimentación negativa sirven para mantener el sistema tal como es o, en otras palabras, para mantener el *status quo.* Por el contrario, los mecanismos que intensifican o impulsan el cambio se denominan **mecanismos de realimentación positiva**.

La mayoría de los sistemas terrestres, en especial el sistema climático, contienen una amplia variedad de mecanismos de realimentación negativa y positiva. Por ejemplo, pruebas científicas sustanciales indican que la Tierra ha entrado en un periodo de calentamiento global. Una consecuencia del calentamiento global es que algunos de los glaciares y los casquetes polares han empezado a fundirse. Las superficies cubiertas por nieve o hielo, muy reflectantes, están siendo sustituidas de una manera gradual por suelos marrones, árboles verdes u océanos azules, todos ellos más oscuros, de modo que absorben más luz solar. El resultado es una realimentación positiva que contribuye al calentamiento.

Por otro lado, un aumento de la temperatura global también provoca un incremento de la evaporación del agua de la superficie continental y oceánica de la Tierra. Un resultado de la existencia de más vapor de agua en el aire es el aumento del espesor de las nubes. Como la parte superior de las nubes es blanca y reflectante, una mayor cantidad de luz solar se refleja de nuevo hacia el espacio, con lo cual se reduce la cantidad de luz solar que llega a la superficie terrestre y las temperaturas globales disminuyen. Además, las temperaturas más cálidas tienden a fomentar el crecimiento de la vegetación. Las plantas, a su vez, toman el dióxido de carbono (CO_2) del aire. Como el dióxido de carbono es uno de los *gases invernadero* de la atmósfera, su eliminación tiene un impacto negativo en el calentamiento global[5].

Además de los procesos naturales, debemos considerar también el factor humano. La tala y el desbroce extensivos de las selvas y la quema de los combustibles fósiles (petróleo, gas natural y carbón) provocan un aumento del CO_2 atmosférico. Esta actividad está contribuyendo al aumento de la temperatura global que nuestro planeta está experimentando. Una de las tareas abrumadoras de los científicos del sistema Tierra es predecir cómo será el clima en el futuro teniendo en cuenta muchas variables: los cambios tecnológicos, las tendencias de la población y el impacto general de numerosos mecanismos de realimentación positiva y negativa opuestos.

El sistema Tierra

El sistema Tierra tiene una serie casi infinita de subsistemas en los que la materia se recicla una y otra vez. Un ejemplo, que se abordará en el Capítulo 7, traza el movimiento del carbono entre las cuatro esferas de la Tierra. Nos demuestra, por ejemplo, que el dióxido de carbono en el aire y el carbono de los seres vivos y en ciertas rocas forma parte de un subsistema descrito mediante el *ciclo del carbono.*

[5] Los gases invernadero absorben la energía calorífica emitida por la Tierra y de este modo ayudan a mantener la atmósfera cálida.

Los ciclos en el sistema Tierra

Un bucle o subsistema más familiar es el ciclo *hidrológico*. Representa la circulación sin fin del agua terrestre entre la hidrosfera, la atmósfera, la biosfera y la geosfera. El agua entra en la atmósfera por evaporación desde la superficie de la Tierra y por transpiración desde las plantas. El vapor de agua se condensa en la atmósfera y forma nubes, que a su vez producen precipitación que cae de nuevo sobre la superficie terrestre. Una parte de la lluvia que cae sobre la superficie penetra y es absorbida por las plantas o se convierte en agua subterránea, mientras otra parte fluye por la superficie hacia el océano.

Consideradas a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, las rocas de la geosfera están formándose, cambiando y reformándose constantemente. El bucle que implica los procesos por los cuales una roca cambia a otra se denomina el *ciclo de las rocas* y se comentará algo más adelante en este capítulo. Los ciclos del sistema Tierra, como el ciclo hidrológico y de las rocas, no son independientes entre sí. Por el contrario, hay muchos lugares donde interaccionan. Una **interfaz** es un límite común donde las diferentes partes de un sistema entran en contacto e interaccionan. Por ejemplo, en la Figura 1.15, la meteorización en la superficie desintegra y descompone de manera gradual la roca sólida. El trabajo de la gravedad y las aguas superficiales pueden acabar moviendo este material a otro lugar y depositarlo. Más adelante, el agua subterránea que se infiltra a través de los residuos pueden dejar detrás materia mineral que cementa los granos transformándolos en roca sólida (una roca que suele ser muy diferente de la roca con la que empezamos). Este cambio de una roca en otra no podría haberse producido sin el movimiento de agua a través del ciclo hidrológico. Hay muchos lugares en los que un ciclo o bucle en el sistema Tierra interacciona con, y es una parte básica de otro.

La energía para el sistema Tierra

El sistema Tierra es impulsado por la energía procedente de dos fuentes. El Sol impulsa los procesos externos que tienen lugar en la atmósfera, la hidrosfera y la superficie de la Tierra. El tiempo y el clima, la circulación oceánica y los procesos erosivos son accionados por la energía del Sol. El interior de la Tierra es la segunda fuente de energía. El calor que queda de cuando se formó nuestro planeta y el calor que está siendo continuamente generado por la desintegración de los elementos radiactivos impulsan los procesos internos que producen los volcanes, los terremotos y las montañas.

Las partes están relacionadas

Las partes del sistema Tierra están relacionadas, de manera que un cambio en una de ellas puede producir cambios

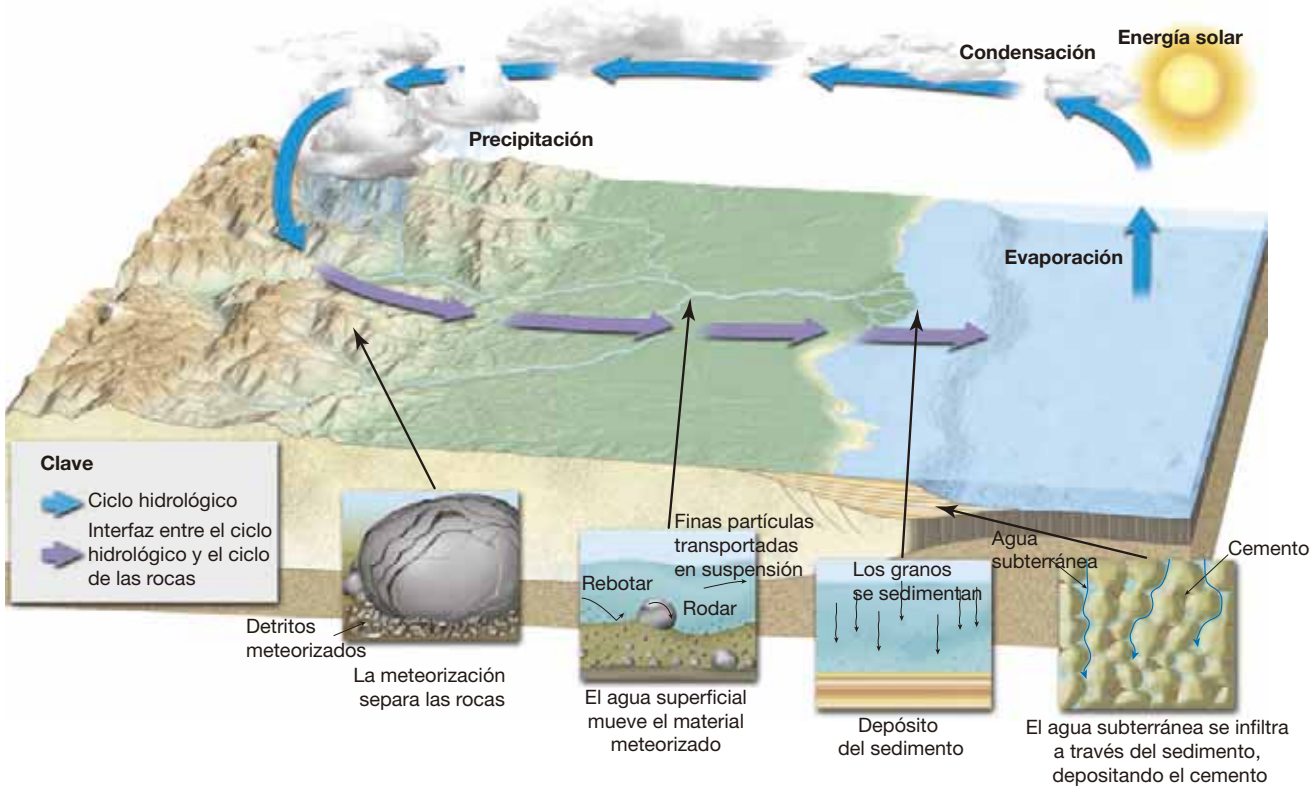


FIGURA 1.15. En este diagrama se muestra la interfaz (límite común) entre dos ciclos importantes del sistema Tierra, el ciclo hidrológico y el ciclo rocoso.

en otra o en todas las demás. Por ejemplo, cuando un volcán hace erupción, la lava del interior de nuestro planeta puede fluir en la superficie y bloquear un valle próximo. Esta nueva obstrucción influye en el sistema de drenaje de la región creando un lago o haciendo que las corrientes de agua cambien su curso. Las grandes cantidades de cenizas y gases volcánicos que pueden emitirse durante una erupción pueden ascender a las capas altas de la atmósfera e influir en la cantidad de energía solar que llegue a la superficie. El resultado sería una disminución de la temperatura del aire en todo el hemisferio.

Allí donde la superficie está cubierta por coladas de lava o por un grueso estrato de ceniza volcánica, los suelos existentes son enterrados. Esto hace que los procesos de formación del suelo empiecen de nuevo a transformar el nuevo material superficial en suelo (Figura 1.16). El suelo que finalmente se forma reflejará la interacción entre muchas partes del sistema Tierra, el material volcánico original, el clima y el impacto de la actividad biológica. Por supuesto, habría también cambios significativos en la biosfera. Algunos organismos y su hábitat serían eliminados por la lava y las cenizas, mientras que se crearían nuevos ámbitos de vida, como los lagos. El posible cambio climático afectaría también a algunas formas de vida.

El sistema Tierra se caracteriza por procesos que varían en escalas espaciales desde fracciones de milímetros hasta miles de kilómetros. Las escalas temporales para los procesos de la Tierra oscilan entre milisegundos y miles de millones de años. A medida que vamos aprendiendo sobre la Tierra, resulta cada vez más claro que, pese a las significativas separaciones en distancia o tiempo, muchos procesos están conectados, y un cambio en un componente puede influir en el sistema entero.

Los seres humanos son *parte* del sistema Tierra, un sistema en el cual los componentes vivos e inertes están entrelazados e interconectados. Por consiguiente, nuestras acciones producen cambios en todas las otras partes. Cuando quemamos gasolina y carbón, eliminamos nuestros residuos y limpiamos los terrenos, hacemos que otras partes del sistema respondan, a menudo de manera imprevista. A lo largo de todo este libro conoceremos muchos de los subsistemas de la Tierra: el sistema hidrológico, el sistema tectónico (formación de montañas) y el ciclo de las rocas, por citar unos pocos. Recordemos que estos componentes y *nosotros, los seres humanos,* formamos todos parte del todo interactuante complejo que denominamos sistema Tierra.

EVOLUCIÓN DE LA TIERRA PRIMITIVA

Los terremotos recientes causados por los desplazamientos de la corteza terrestre, junto con las lavas procedentes de la erupción de volcanes activos, representan solo el último de una larga serie de acontecimientos

FIGURA 1.16 Cuando el monte St. Helens entró en erupción en mayo de 1980, la zona de la imagen quedó enterrada por una colada de barro volcánico. En la actualidad se ha restablecido la vegetación y se está formando suelo nuevo (Jack W Dykinga/foto de CORBIS).

por medio de los cuales nuestro planeta ha alcanzado su forma y su estructura actuales. Los procesos geológicos que se producen en el interior de la Tierra pueden comprenderse mejor cuando se observan en el contexto de acontecimientos muy anteriores en la historia de la Tierra.

El origen del planeta Tierra

En esta sección se describen las opiniones más ampliamente aceptadas sobre el origen de nuestro Sistema Solar. La teoría descrita aquí representa el conjunto de ideas más coherente que tenemos para explicar lo que sabemos sobre el Sistema Solar en la actualidad. Nuestro escenario empieza hace unos 14.000 millones de años con el *Big Bang*, una explosión incomprensiblemente grande que lanzó hacia el exterior toda la materia del universo a velocidades increíbles. En ese momento, los restos de la explosión, que consistían casi por completo en hidrógeno y helio, empezaron a enfriarse y condensarse en las primeras estrellas y galaxias. En una de estas galaxias, la Vía Láctea, fue donde nuestro Sistema Solar y el planeta Tierra tomaron forma.

La Tierra es uno de los nueve planetas que, junto varias docenas de lunas y numerosos cuerpos más pequeños, gira alrededor del Sol. La naturaleza ordenada de nuestro Sistema Solar lleva a la mayoría de los investigadores a concluir que la Tierra y los otros planetas se formaron esencialmente al mismo tiempo, y de la misma materia primordial, que el Sol. La **teoría de la nebulosa primitiva** propone que los cuerpos de nuestro Sistema Solar se formaron a partir de una enorme nube en rotación denominada **nebulosa solar** (Figura 1.17). Además de los átomos de hidrógeno y helio generados durante el *Big Bang*, granos de polvo microscópicos y la materia expulsada de estrellas muertas desde hacía tiempo formaban la nebulosa solar. (La fusión nuclear en las estrellas convierte el hidrógeno y el helio en los otros elementos que se hallan en el universo.)

Hace cerca de 5.000 millones de años, esta inmensa nube de gases y granos diminutos de elementos más pesados empezó a contraerse lentamente debido a las interacciones gravitacionales entre sus partículas (Figura 1.18). Una influencia externa, como una onda de choque procedente de una explosión catastrófica (*supernova*), pudo haber provocado el colapso. Al contraerse, esta nube que giraba lentamente en espiral rotaba cada vez más deprisa por el mismo motivo por el que lo hace un patinador sobre hielo cuando repliega los brazos sobre sí mismo. Al final, la atracción gravitacional se equilibró con la fuerza centrífuga causada por el movimiento rotacional de la nebulosa (Figura 1.17). Pero esta vez, la nube, antes extensa, había adoptado la forma de un disco plano con una gran concentración de material en el centro denominada *protosol* (Sol en formación). (Los astrónomos están bastante seguros de que la nebulosa formó un disco porque se han detectado estructuras similares alrededor de otras estrellas.)

Durante el colapso, la energía gravitacional se convirtió en energía térmica (calor), lo cual hizo que la temperatura del interior de la nebulosa aumentara espectacularmente. A estas temperaturas elevadas, los granos de polvo se descompusieron en moléculas y en partículas atómicas extremadamente energéticas. Sin embargo, a distancias posteriores a la órbita de Marte, las temperaturas probablemente se mantuvieron bastante bajas.

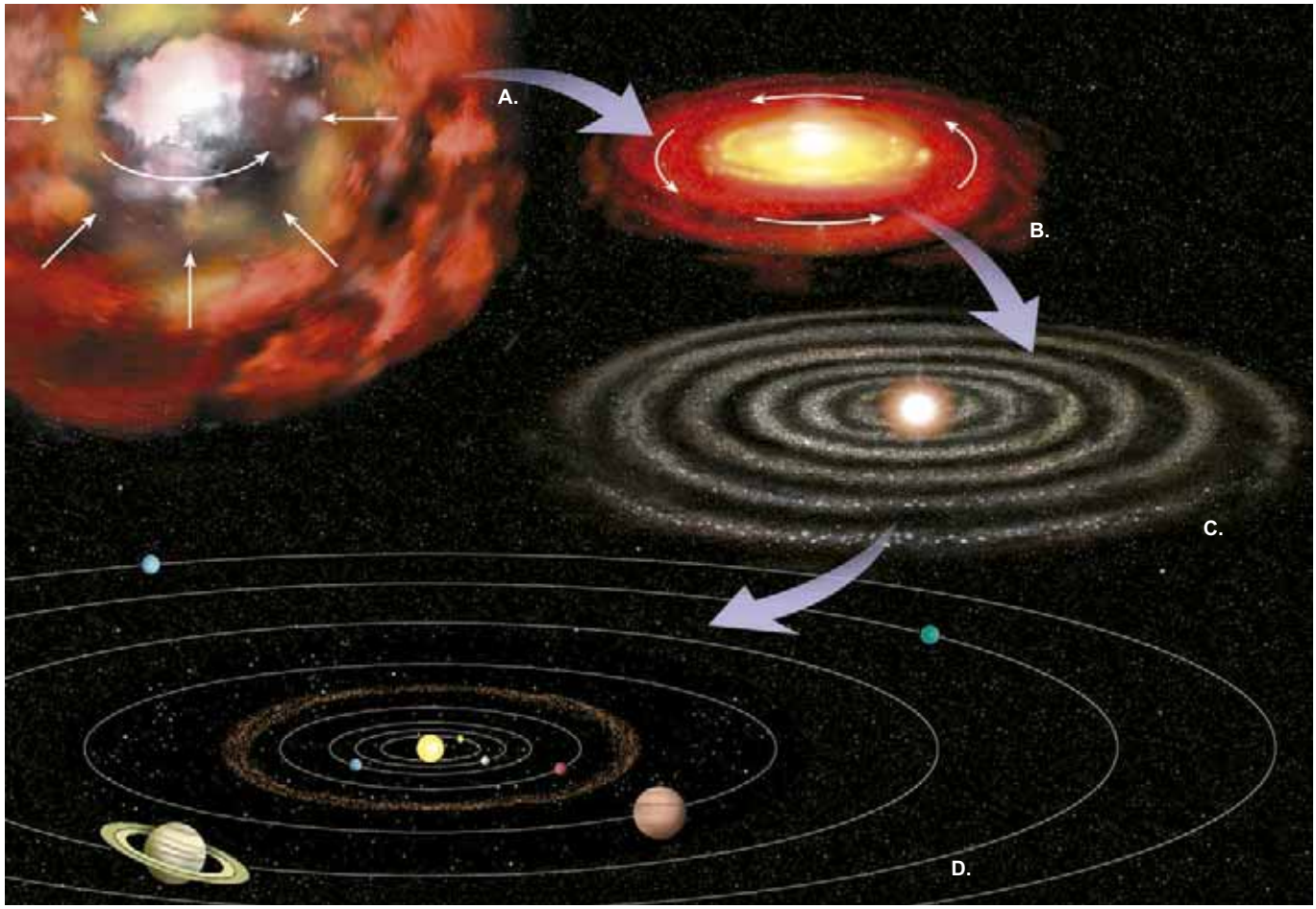


FIGURA 1.17. Formación del Sistema Solar de acuerdo con la hipótesis de la nebulosa primitiva. **A.** El nacimiento de nuestro Sistema Solar empezó cuando una nube de polvo y gases (nebulosa) empezó a colapsarse gravitacionalmente. **B.** La nebulosa se contrajo en un disco en rotación que se calentaba gracias a la conversión de la energía gravitacional en energía térmica. **C.** El enfriamiento de la nebulosa provocó la condensación de material rocoso y metálico en pequeñas partículas sólidas. **D.** Colisiones repetidas hicieron que las partículas del tamaño del polvo se unieran de una manera gradual hasta formar cuerpos del tamaño de un asteroide. En un periodo de unos pocos millones de años estos cuerpos formaron los planetas.

A −200 ºC, es posible que las pequeñas partículas de la parte exterior de la nebulosa estuvieran cubiertas por una capa gruesa de hielo constituido por agua, dióxido de carbono, amoníaco y metano congelados. (Algo de este material todavía reside en los confines del Sistema Solar, en la región llamada la *nube de Oort*.) La nube con forma de disco también contenía cantidades considerables de gases más ligeros: hidrógeno y helio.

La formación del Sol marcó el fin del periodo de contracción y, por tanto, el fin del calentamiento gravitacional. Las temperaturas de la región en la que ahora se encuentran los planetas interiores empezaron a disminuir. Esta disminución de la temperatura hizo que las sustancias con puntos de fusión elevados se condensaran en pequeñas partículas que empezaron a unirse (acreción). Materiales como el hierro y el níquel y los elementos que componen los minerales que forman las rocas (silicio, calcio, sodio, etc.) formaron masas metálicas y rocosas que orbitaban alrededor del Sol (Figura 1.17). Colisiones repetidas provocaron la unión de estas masas en cuerpos más grandes, del tamaño de un asteroide, denominadas *planetesimales,* que en unas pocas decenas de millones de años crecieron hasta convertirse en los cuatro planetas interiores que llamamos Mercurio, Venus, Tierra y Marte. No todas estas masas de materia se incorporaron en los protoplanetas. Las piezas rocosas y metálicas que permanecieron en órbita se denominan *meteoritos* cuando sobreviven a un impacto con la Tierra.

A medida que los protoplanetas atraían cada vez más material, el impacto de gran velocidad de los restos de la nebulosa provocó el aumento de temperatura de estos cuerpos. A causa de sus temperaturas relativamente elevadas y sus campos gravitacionales débiles, los planetas interiores no podían acumular muchos de los componentes más ligeros de la nebulosa. Los más ligeros de estos componentes, el hidrógeno y

FIGURA 1.18. Nebulosa de la Laguna. Es en nubes resplandecientes como esta donde los gases y las partículas de polvo se concentran para formar estrellas (Cortesía de los *National Optical Astronomy Observatories*).

el helio, fueron finalmente barridos de la parte interna del Sistema Solar por los vientos solares.

Al mismo tiempo que se formaban los planetas interiores también se estaban desarrollando los planetas exteriores (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno), más grandes, junto con sus extensos sistemas de satélites. A causa de las bajas temperaturas debido a la larga distancia del Sol, el material con el que estos planetas se formaron contenía un alto porcentaje de hielos (agua, dióxido de carbono, amoníaco y metano) y detritos rocosos y metálicos. La acumulación de hielos explica en parte las grandes dimensiones y la baja densidad de los planetas exteriores. Los dos planetas con mayor masa, Júpiter y Saturno, tenían una gravedad superficial suficiente como para atraer y sostener grandes cantidades incluso de los elementos más ligeros, el hidrógeno y el helio.

Formación de la estructura en capas de la Tierra

A medida que se acumulaba el material para formar la Tierra (y poco después), el impacto a gran velocidad de los restos de la nebulosa y la desintegración de los elementos radiactivos provocó un aumento constante de la temperatura de nuestro planeta. Durante este periodo de calentamiento intenso, la Tierra alcanzó la temperatura suficiente para que el hierro y el níquel empezaran a fundirse. La fusión produjo gotas de metal pesado que penetraron hacia el centro del planeta. Este proceso sucedió rápidamente en la escala de tiempo geológico y formó el núcleo denso rico en hierro de la Tierra.

El primer periodo de calentamiento provocó otro proceso de diferenciación química, por medio del cual la fusión formó masas flotantes de roca fundida que ascendieron hacia la superficie, donde se solidificaron y formaron la corteza primitiva. Estos materiales rocosos estaban enriquecidos en oxígeno y elementos «litófilos», en especial silicio y aluminio, con cantidades menores de calcio, sodio, potasio, hierro y magnesio. Además, algunos metales pesados como el oro, el plomo y el uranio, que tienen puntos de fusión bajos o eran muy solubles en las masas fundidas ascendentes, fueron retirados del interior de la Tierra y se concentraron en la corteza en desarrollo. Este primer periodo de segregación química estableció las tres divisiones básicas del interior de la Tierra: el *núcleo* rico en hierro; la *corteza primitiva*, muy delgada; y la capa más gruesa de la Tierra, denominada *manto*, que se encuentra entre el núcleo y la corteza.

Una consecuencia importante de este periodo de diferenciación química es que permitió que grandes cantidades de compuestos gaseosos se escaparan del interior de la Tierra, como ocurre en la actualidad durante las erupciones volcánicas. Gracias a este proceso fue evolucionando de manera gradual la atmósfera primitiva. Fue en este planeta, con esa atmósfera, donde apareció la vida como la conocemos.

Después de los acontecimientos que establecieron la estructura básica de la Tierra, la corteza primitiva se perdió a causa de la erosión y otros procesos geológicos, de manera que no disponemos de ningún registro directo de su composición. Cuándo y cómo exactamente apareció la corteza continental (y con ella las primeras masas continentales terrestres) es una cuestión que todavía es objeto de investigación. Sin embargo, existe un acuerdo general en que la corteza continental se formó de una manera gradual durante los últimos 4.000 millones de años. (Las rocas más antiguas descubiertas hasta hoy son fragmentos aislados, encontrados en el noroeste de Canadá, que tienen unas edades radiométricas de unos 4.000 millones de años.) Además, como se verá en el Capítulo 2, la Tierra es un planeta en evolución cuyos continentes y cuencas oceánicas han cambiado constantemente de forma e incluso de situación durante una gran parte de este periodo.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

AN INTRODUCTION TO GEOLOGY
▸ Earth´s Layered Structure

En la sección anterior, ha aprendido que la segregación de material que empezó muy temprano en la historia de la Tierra tuvo como resultado la formación de tres capas principales definidas por su composición química: la corteza, el manto y el núcleo. Además de estas tres capas distintas por su composición, la Tierra puede dividirse en capas en función de sus propiedades físicas, la litosfera y la astenosfera. Las propiedades físicas

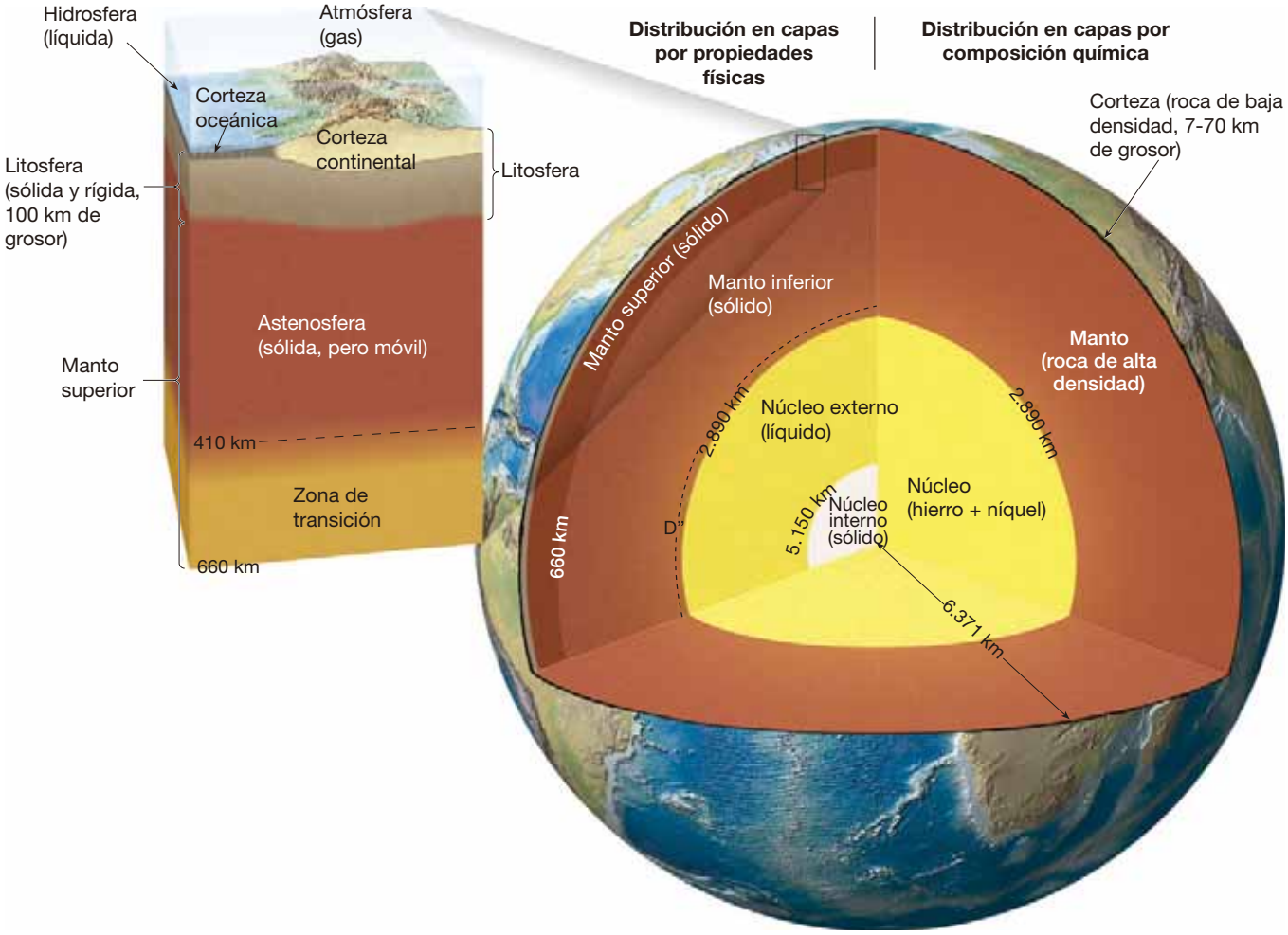


FIGURA 1.19. Perspectivas de la estructura en capas de la Tierra. El lado derecho de la gran sección transversal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas distintas según sus diferencias composicionales: la corteza, el manto y el núcleo. El lado izquierdo de la gran sección transversal ilustra las capas del interior de la Tierra según sus propiedades físicas, la litosfera, la astenosfera, la zona de transición, el manto inferior, la «capa D''», el núcleo externo y el núcleo interno. Los diagramas de bloque situados a la izquierda de la gran sección transversal muestran una perspectiva aumentada de la porción superior del interior de la Tierra.

utilizadas para definir estas zonas son su carácter sólido o líquido y cuán dúctil o resistentes son. El conocimiento de ambos tipos de estructuras en capas es esencial para nuestra comprensión de los procesos geológicos básicos, como el vulcanismo, los terremotos y la formación de montañas (Figura 1.19).

La corteza de la Tierra

La **corteza**, capa rocosa externa, comparativamente fina de la Tierra, es de dos tipos diferentes, corteza oceánica y corteza continental. Ambas comparten la palabra «corteza», pero la semejanza acaba ahí. La corteza oceánica tiene alrededor de 7 km de grosor y está compuesta por *basaltos*, rocas ígneas oscuras. Por el contrario, la corteza continental tiene un grosor medio de entre 35 y 40 km, pero puede superar los 70 km en algunas regiones montañosas, como las Montañas Rocosas y el Himalaya. A diferencia de la corteza oceánica, que tiene una composición química relativamente homogénea, la corteza continental consta de muchos tipos de rocas. El nivel superior de la corteza continental tiene una composición media de una *roca granítica* denominada *granodiorita*, pero varía considerablemente de un lugar a otro.

Las rocas continentales tienen una densidad media de unos 2,7 g/cm^3 y se han descubierto algunas cuya edad supera los 4.000 millones de años. Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (aproximadamente 3,0 g/cm^3) que las rocas continentales.

El manto de la Tierra

Más del 82 por ciento del volumen de la Tierra está contenido en el **manto**, una envoltura rocosa sólida que se extiende hasta una profundidad de unos 2.900 km. El límite

entre la corteza y el manto representa un notable cambio de composición química. El tipo de roca dominante en la parte superior del manto es la peridotita, que es más rica en los metales magnesio y hierro que los minerales encontrados en la corteza, continental u oceánica.

El manto superior

El manto superior se extiende desde el límite corteza-manto hacia abajo hasta una profundidad de unos 660 km. El manto superior puede dividirse en tres partes diferentes. La porción superior del manto superior es parte de la litosfera rígida; debajo de ella está la astenosfera, más débil. La parte inferior del manto superior se denomina zona de transición.

La **litosfera** (esfera de roca) comprende la corteza entera y el manto superior y forma la capa relativamente fría y rígida de la Tierra (Figura 1.19). Con un grosor medio de unos 100 km, la litosfera alcanza más de 250 km de grosor debajo de las porciones más antiguas de los continentes. Debajo de esta capa rígida, hasta una profundidad de unos 410 km, se encuentra una capa blanda, comparativamente plástica, que se conoce como **astenosfera** («esfera débil»). La porción superior de la astenosfera tiene unas condiciones de temperatura y presión que provocan una pequeña cantidad de fusión. Dentro de esta zona muy dúctil, la litosfera está mecánicamente separada de la capa inferior. La consecuencia es que la litosfera es capaz de moverse con independencia de la astenosfera, un hecho que se considerará en el siguiente capítulo.

Es importante destacar que la resistencia a la deformación de los diversos materiales de la Tierra es función, a la vez, de su composición y de la temperatura y la presión a que estén sometidos. No debería sacarse la idea de que toda la litosfera se comporta como un sólido quebradizo similar a las rocas encontradas en la superficie. Antes bien, las rocas de la litosfera se vuelven progresivamente más calientes y dúctiles (se deforman con más facilidad) conforme aumenta la profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de sus temperaturas de fusión (de hecho, puede producirse algo de fusión) que son fáciles de deformar. Por tanto, la astenosfera superior es blanda porque se aproxima a su punto de fusión, exactamente igual a como la cera caliente es más blanda que la cera fría.

La parte del manto que va desde una profundidad de unos 410 km hasta unos 610 km se denomina **zona de transición**. La parte superior de la zona de transición se identifica por un aumento súbito de densidad desde 3,5 hasta 3,7 g/cm^3. Este cambio se produce porque los minerales de la roca peridotita responden al aumento de la presión formando minerales nuevos con estructuras atómicas estrechamente empaquetadas.

El manto inferior

Desde una profundidad de 660 km hasta la parte superior del núcleo, a una profundidad de 2.900 km, se encuentra el manto inferior. Debido a un aumento de la presión (causada por el peso de la roca superior) el manto se consolida gradualmente con la profundidad. Pese a su fuerza, sin embargo, las rocas del interior del manto inferior son muy calientes y capaces de un flujo muy gradual. En los pocos centenares de kilómetros inferiores del manto se encuentra una capa muy variable e inusual denominada «**capa D''**» (pronunciada «de doble prima»). La naturaleza de esta capa limítrofe entre el manto rocoso y el núcleo exterior de hierro líquido se examinará en el Capítulo 12.

El núcleo de la Tierra

Se cree que la composición del **núcleo** es una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre, elementos que forman fácilmente compuestos con hierro. A la presión extrema del núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de cerca de 11 g/cm^3 y se aproxima a 14 veces la densidad del agua en el centro de la Tierra.

El núcleo, compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas. El **núcleo externo** es una *capa líquida* de 2.270 km de grosor. Es el movimiento del hierro metálico en esta zona lo que genera el campo magnético de la Tierra. El **núcleo interno** es una esfera con un radio de 1.216 km. A pesar de su temperatura más elevada, el hierro del núcleo interno es sólido debido a las inmensas presiones que existen en el centro del planeta.

¿CÓMO SABEMOS LO QUE SABEMOS?

Llegados a este punto quizá se pregunte: «¿Cómo conocimos la composición y la estructura del interior de la Tierra?» Puede suponer que se han extraído muestras del interior de la Tierra directamente. Sin embargo, la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Sudáfrica) tiene una profundidad de tan solo 4 km, y la perforación más profunda del mundo (terminada en la península de Kola, en Rusia, en 1992) solo penetra aproximadamente 12 km. En esencia, los seres humanos nunca han perforado un agujero en el manto (y nunca lo harán en el núcleo) con el fin de sacar muestras directas de estos materiales.

A pesar de estas limitaciones, se han desarrollado teorías que describen la naturaleza del interior de la Tierra y que coinciden con la mayoría de los datos procedentes de las observaciones. Así, nuestro modelo

del interior de la Tierra representa las mejores deducciones que podemos hacer según los datos disponibles. Por ejemplo, la estructura en capas de la Tierra se ha establecido mediante observaciones indirectas. Cada vez que se produce un terremoto, unas ondas de energía (denominadas *ondas sísmicas*) penetran en el interior de la Tierra, de una manera parecida a como los rayos X penetran en el cuerpo humano. Las ondas sísmicas cambian de velocidad y se desvían y reflejan al atravesar zonas con propiedades distintas. Un amplio conjunto de estaciones de control en todo el mundo detecta y registra esta energía. Con la ayuda de ordenadores, se analizan estos datos, que luego se utilizan para determinar la estructura del interior de la Tierra. En el Capítulo 12, «El interior de la Tierra», encontrará más información de cómo se lleva esto a cabo.

¿Qué pruebas tenemos que respalden la supuesta composición del interior de nuestro planeta? Puede resultar sorprendente conocer que rocas que se originaron en el manto se han recogido en la superficie de la Tierra, entre ellas, muestras que contienen diamantes, que, según los estudios de laboratorio, pueden formarse solo en ambientes con una presión elevada. Dado que estas rocas deben de haberse cristalizado a profundidades superiores a los 200 km, se deduce que son muestras del manto que sufrieron muy pocas alteraciones durante su ascenso a la superficie. Además, hemos podido examinar láminas del manto superior y de la corteza oceánica que lo recubre que han sido empujadas por encima del nivel del mar en lugares como Chipre, Terranova y Omán.

Establecer la composición del núcleo es otra cuestión completamente diferente. Debido a su gran profundidad y su densidad elevada, ninguna muestra del núcleo ha llegado a la superficie. Sin embargo, disponemos de pruebas significativas que sugieren que esta capa consta principalmente de hierro.

Sorprendentemente los meteoritos proporcionan importantes pistas sobre la composición del núcleo y el manto. (Los meteoritos son objetos extraterrestres sólidos que chocan contra la superficie de la Tierra.) La mayoría de los meteoritos son fragmentos derivados de colisiones de cuerpos más grandes, principalmente del cinturón de asteroides situado entre las órbitas de Marte y Júpiter. Son importantes porque representan muestras del material (*planetesimales*) del que se formaron los planetas interiores, incluida la Tierra (Figura 1.20). Los meteoritos están compuestos principalmente por una aleación de hierro y níquel (*metálicos*), minerales silicatados (*rocosos*) o una combinación de ambos materiales (*mixtos*). La composición media de los meteoritos rocosos es muy parecida a la que se supone que tiene el manto. Por otro lado, los meteoritos metálicos contienen un porcentaje mucho más elevado de este material metálico del que se encuentra en la corteza terrestre o en el manto. Si, de hecho, la Tierra se formó a partir del mismo material en la nebulosa solar que generó los meteoritos y los demás planetas terrestres, debe contener un porcentaje mucho más elevado de hierro del que se encuentra en las rocas de la corteza. Por consiguiente, podemos concluir que el núcleo es enormemente rico en este metal pesado.

FIGURA 1.20. Meteorito de hierro encontrado en Namibia, un país del sudoeste africano. Los meteoritos son importantes porque representan muestras del material a partir del cual se formaron los planetas interiores (Foto de Neil Setchfield/Alamy).

Este punto de vista también está respaldado por los estudios de la composición del Sol, que indican que el hierro es la sustancia más abundante hallada en el Sistema Solar que posee la densidad calculada para el núcleo. Además, el campo magnético de la Tierra requiere que el núcleo esté hecho de un material conductor de la electricidad, como el hierro. Puesto que todas las pruebas disponibles apuntan a que una gran parte del núcleo está compuesta de hierro, tomamos esto como un hecho, al menos hasta que nuevas pruebas nos indiquen lo contrario.

LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

Las dos principales divisiones de la superficie de la Tierra son los continentes y las cuencas oceánicas (Figura 1.21). Una diferencia significativa entre estas

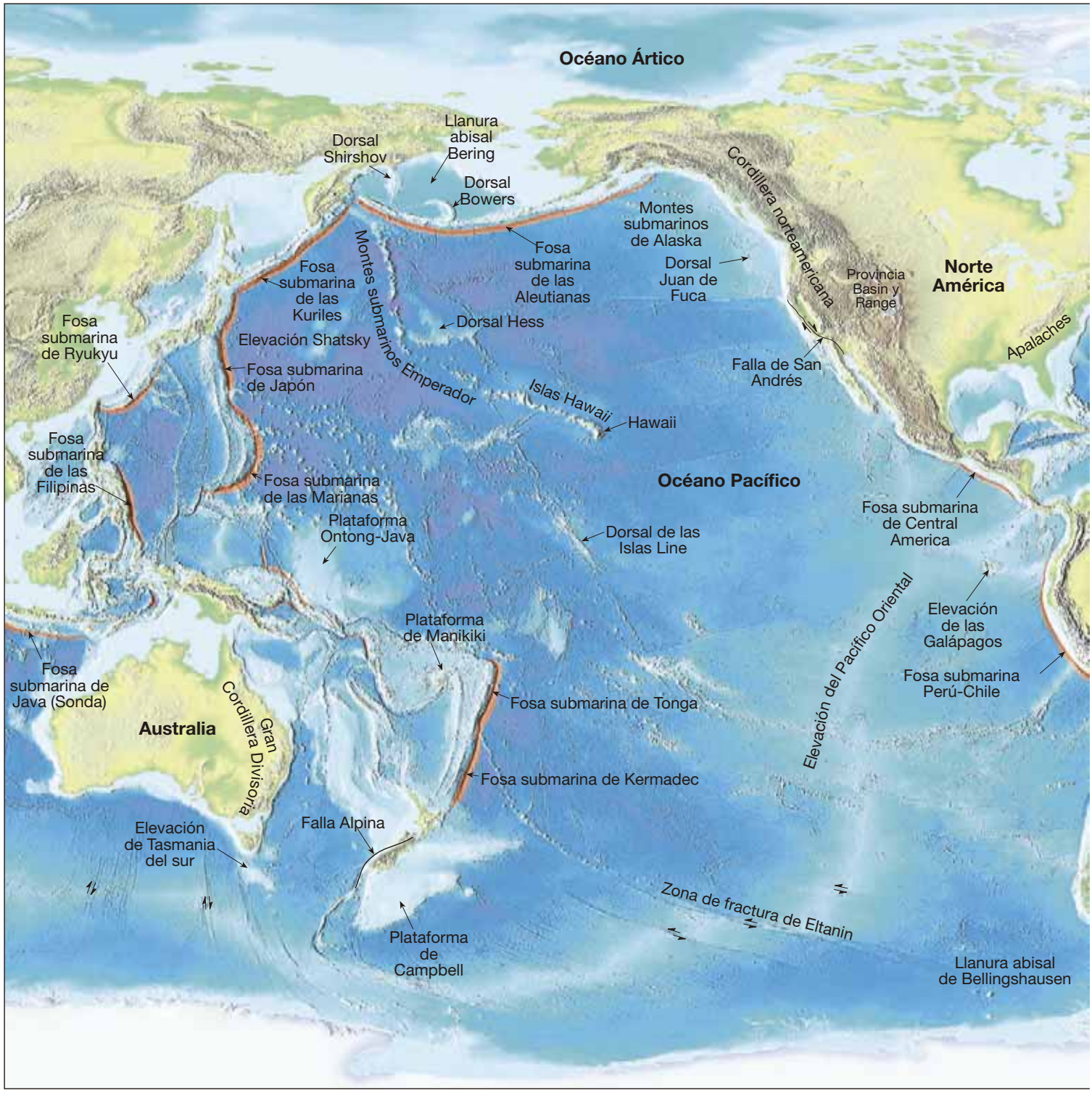
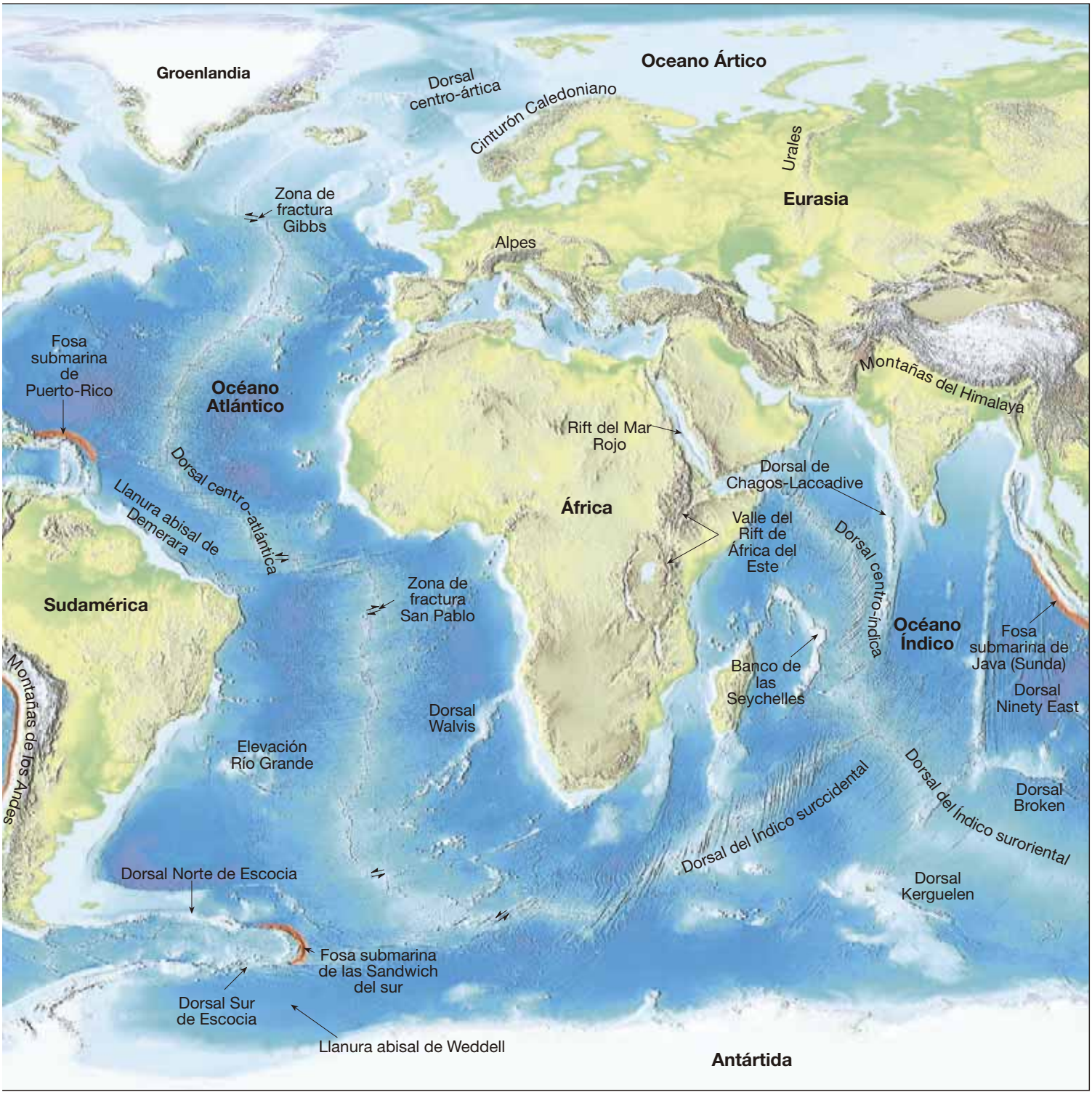


FIGURA 1.21. En estas dos páginas se muestra la topografía de la superficie sólida de la Tierra.

dos áreas son sus niveles relativos. Los continentes son superficies notablemente planas con el aspecto de llanuras que sobresalen por encima del nivel del mar. Con una elevación media de alrededor de 0,8 km, los bloques continentales se encuentran cerca del nivel del mar, con excepción de unas áreas algo limitadas de terreno montañoso. Por el contrario, la profundidad media del fondo oceánico es de unos 3,8 km por debajo del nivel del mar o unos 4,5 km inferior a la elevación media de los continentes.



La diferencia de elevación entre los continentes y las cuencas oceánicas es consecuencia principalmente de las diferencias entre sus densidades y sus grosores respectivos. Recordemos que el grosor medio de los continentes oscila entre los 35 y los 40 km y que estos están compuestos de rocas graníticas con una densidad de alrededor de 2,7 g/cm^3. Las rocas basálticas que conforman la corteza oceánica tienen un grosor medio de tan solo 7 km y una densidad media de aproximadamente 3,0 g/cm^3. Por tanto, la corteza continental, más gruesa y menos densa, es

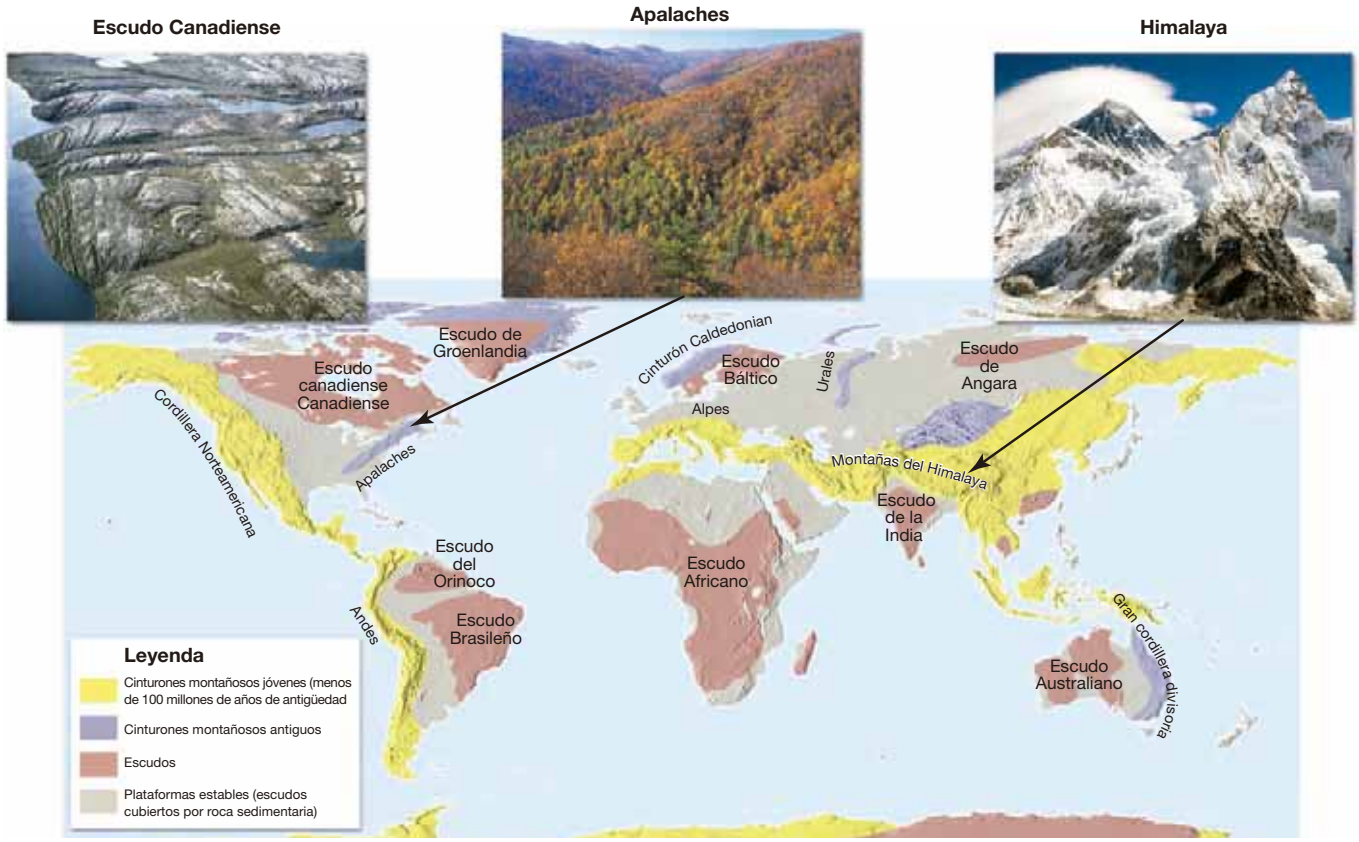


FIGURA 1.22. Este mapa muestra la distribución general de los cinturones montañosos, las plataformas estables y los escudos de la Tierra. [Foto de Robert Hildebrand Photography (izquierda); CORBIS (medio); Image Source Pink/ Alamy (Derecho)].

más flotante que la corteza oceánica. Como consecuencia, la corteza continental flota sobre la parte superior de las rocas deformables del manto a un nivel más elevado que la corteza oceánica por el mismo motivo por el que un barco de carga grande y vacío (menos denso) navega a mayor altura que un barco pequeño y cargado (más denso).

Principales características de los continentes

Las principales características de los continentes pueden agruparse en dos categorías diferenciadas: áreas extensas, planas y estables que se han erosionado hasta casi el nivel del mar, y regiones elevadas de rocas deformadas que en la actualidad forman los cinturones montañosos. Véase en la Figura 1.22 que los cinturones montañosos jóvenes tienden a ser rasgos topográficos largos y estrechos situados en los márgenes continentales, mientras que las áreas llanas y estables se sitúan por regla general en el interior de los continentes.

Cinturones montañosos

Los rasgos topográficos más prominentes de los continentes son los cinturones montañosos lineales. La distribución de las montañas parece ser aleatoria, pero no lo es. Al considerar las montañas más jóvenes (de menos de 100 millones de años), encontramos que están situadas principalmente en dos zonas. El cinturón del Pacífico (la región que rodea el océano Pacífico) incluye las montañas del oeste del continente americano y continúa en el Pacífico occidental en forma de arcos de islas volcánicas (Figura 1.21). Los arcos de islas son regiones montañosas activas compuestas en gran parte de rocas volcánicas y rocas sedimentarias deformadas. Las islas Aleutianas, Japón, Filipinas y Nueva Guinea son ejemplos de arcos de islas.

El otro cinturón montañoso importante se extiende hacia el este desde los Alpes a través de Irán y el Himalaya y luego baja al sur y entra en Indonesia. Una exploración atenta de los terrenos montañosos revela que la mayoría de ellos son lugares donde se han comprimido secuencias gruesas de rocas que han experimentado una gran deformación, como si estuvieran en un torno gigantesco. También se encuentran montañas más antiguas en los continentes. Son ejemplos de ello los Apalaches, al este de los Estados Unidos, y los Urales, en Rusia. Sus picos, antes elevados, son ahora bajos, producto de millones de años de meteorización y de erosión.

El interior estable

A diferencia de los cinturones montañosos jóvenes, que se han formado durante los últimos 100 millones de años, las zonas interiores de los continentes, denominadas **cratones**, han permanecido relativamente estables (sin cambios) durante los últimos 600 millones de años, o incluso más. Normalmente estas regiones intervinieron en un episodio de formación de montañas muy anterior en la historia de la Tierra.

Dentro de estos interiores estables existen zonas conocidas como **escudos**, que son regiones extensas y llanas compuestas por rocas cristalinas deformadas. Obsérvese en la Figura 1.22 que el Escudo Canadiense aflora en gran parte del noreste de Norteamérica. La datación radiométrica de varios escudos ha revelado que se trata de regiones verdaderamente antiguas. Todas ellas contienen rocas del Precámbrico con una edad superior a los 1.000 millones de años y algunas muestras se aproximan a los 4.000 millones de años. Incluso estas rocas, las más antiguas que se conocen, exhiben muestras de las fuerzas enormes que las han plegado, fallado y metamorfizado. Así, concluimos que estas rocas una vez formaron parte de un sistema montañoso antiguo que desde entonces se ha erosionado hasta producir estas regiones extensas y llanas.

Existen otras zonas cratónicas en las que rocas muy deformadas, como las que se encuentran en los escudos, están cubiertas por una capa relativamente fina de rocas sedimentarias. Estas áreas se denominan **plataformas estables**. Las rocas sedimentarias de las plataformas estables son casi horizontales, excepto en los puntos en los que se han combado y han formado grandes cuencas o domos. En Norteamérica, una gran porción de las plataformas estables se sitúa entre el Escudo Canadiense y las Montañas Rocosas.

Principales características del fondo oceánico

Si se drenara todo el agua de las cuencas oceánicas, se observaría una gran variedad de rasgos, incluidas cadenas de volcanes, cañones profundos, llanuras y largas extensiones de altiplanicies monótonamente llanas. De hecho, el paisaje sería casi tan diverso como en los continentes (*véase* Figura 1.21).

Durante los últimos 60 años, los oceanógrafos han cartografiado lentamente gran parte del fondo oceánico utilizando modernos equipos de sónar. A partir de estos estudios se han establecido tres regiones principales: los *márgenes continentales*, las *cuencas oceánicas profundas* y las *dorsales oceánicas (centro oceánicas).*

Márgenes continentales

El **margen continental** es la porción de fondo oceánico adyacente a las principales masas continentales. Puede incluir la *plataforma continental*, el *talud continental* y *el pie de talud.*

Aunque la tierra y el mar entran en contacto en la línea de costa, esta no es el límite entre los continentes y las cuencas oceánicas. Antes bien, a lo largo de la mayoría de las costas una plataforma suavemente inclinada de material, denominada **plataforma continental**, se extiende en dirección al mar desde la costa. Dado que está sobre la corteza continental, se trata claramente de una extensión inundada de los continentes. Un vistazo a la Figura 1.21 demuestra que la anchura de la plataforma continental es variable. Por ejemplo, es ancha a lo largo de las costas oriental y del Golfo de Estados Unidos, pero relativamente estrecha a lo largo del margen Pacífico del continente.

El límite entre los continentes y las cuencas oceánicas profundas se encuentra a lo largo del **talud continental**, una estructura relativamente empinada que se extiende desde la superficie exterior de la plataforma continental hasta el fondo oceánico profundo (Figura 1.21). Utilizando el talud como línea divisoria, encontramos que las cuencas oceánicas representan el 60 por ciento de la superficie terrestre y que el 40 por ciento restante corresponde a los continentes.

En regiones donde no existen fosas, el empinado talud continental pasa a tener una inclinación más gradual, conocida como **pie de talud**. El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos.

Cuencas oceánicas profundas

Entre los márgenes continentales y las dorsales oceánicas se encuentran las **cuencas oceánicas profundas**. Partes de estas regiones consisten en estructuras increíblemente llanas denominadas **llanuras abisales**. El fondo oceánico también contiene depresiones extremadamente profundas, que llegan en ocasiones a los 11.000 m de profundidad. Aunque estas **fosas submarinas** son relativamente estrechas y representan tan solo una pequeña fracción del fondo oceánico, son sin embargo estructuras muy importantes. Algunas fosas se encuentran adyacentes a montañas jóvenes que flanquean los continentes. Por ejemplo, en la Figura 1.21, la fosa Perú-Chile que recorre la costa occidental sudamericana es paralela a los Andes. Otras fosas son paralelas a cadenas de islas lineales denominadas *arcos de islas volcánicas.*

Los fondos oceánicos están salpicados de estructuras volcánicas sumergidas llamadas **montes submarinos**, que a veces forman cadenas estrechas y largas. La actividad volcánica también ha producido varias *llanuras de lava* extensas, como la llanura Ontong Java, situada al noreste de Nueva Guinea. Además, algunas llanuras sumergidas están compuestas de corteza de tipo continental. Algunos ejemplos son la llanura Campbell, al sureste de Nueva Zelanda, y la llanura Seychelles, al noreste de Madagascar.

Dorsales oceánicas

La estructura más prominente del fondo oceánico es la **dorsal oceánica** o **centro oceánica**. Como se muestra en la Figura 1.21, la dorsal Centro-atlántica y la dorsal del Pacífico oriental son partes de este sistema. Esta estructura ancha y larga forma un cinturón continuo que serpentea a lo largo de más de 70.000 km alrededor del planeta de una manera similar a la costura de una pelota de béisbol. Lejos de estar constituido por rocas muy deformadas, como la mayoría de las montañas de los continentes, el sistema de dorsales oceánicas consta de capas superpuestas de rocas ígneas fracturadas y elevadas.

La comprensión de las estructuras topográficas que forman la superficie de la Tierra es esencial para entender los mecanismos que han dado forma a nuestro planeta. ¿Qué importancia tiene el enorme sistema de dorsales que se extiende a través de los océanos de todo el mundo? ¿Cuál es la conexión, si la hay, entre los cinturones montañosos jóvenes y activos y las fosas oceánicas? ¿Qué fuerzas deforman las rocas para producir cadenas de montañas majestuosas? Estas son algunas de las cuestiones que se tratarán más adelante, cuando empecemos a investigar los procesos dinámicos que dieron forma a nuestro planeta en el pasado geológico y continuarán haciéndolo en el futuro.

LAS ROCAS Y EL CICLO DE LAS ROCAS

AN INTRODUCTION TO GEOLOGY
▸ Rock Cycle

Las rocas son el material más común y abundante de la Tierra. Para un viajero curioso, la variedad parece casi infinita. Al examinar una roca con atención, encontramos que consta de cristales o granos pequeños de minerales. Los *minerales* son compuestos químicos (o en algunas ocasiones elementos únicos), cristalinos, cada uno de ellos con su propia composición y sus propiedades físicas. Los granos o cristales pueden ser microscópicos o fácilmente visibles sin ayuda de un microscopio.

La naturaleza y el aspecto de una roca están fuertemente influidos por los minerales que la componen. Además, la *textura* de una roca, es decir, el tamaño, la forma o la disposición de los minerales que la constituyen, también tiene un efecto significativo en su aspecto. La composición mineral y la textura de una roca, a su vez, son el reflejo de los procesos geológicos que la crearon.

Las características de las rocas proporcionan a los geólogos las pistas que necesitan para determinar los procesos que las formaron. Estos análisis son esenciales para la comprensión de nuestro planeta y su historia. Esta comprensión tiene también muchas aplicaciones prácticas, como en la búsqueda de recursos minerales y energéticos básicos y la solución de problemas ambientales.

Tipos básicos de rocas

Los geólogos dividen las rocas en tres grandes grupos: ígneas, sedimentarias y metamórficas. A continuación, damos un breve vistazo a estos tres grupos básicos. Como iremos aprendiendo, cada grupo está relacionado con los demás por los procesos que actúan sobre el planeta y dentro de él.

Rocas ígneas

Las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman cuando la roca fundida, denominada *magma,* se enfría y se solidifica. El magma es roca fundida que se puede formar a varios niveles de profundidad en el interior de la corteza y el manto superior de la Tierra. A medida que se enfría el magma, van formándose y creciendo los cristales de varios minerales. Cuando el magma permanece en el interior profundo de la corteza, se enfría lentamente durante miles de años. Esta pérdida gradual de calor permite el desarrollo de cristales relativamente grandes antes de que toda la masa se solidifique por completo. Las rocas ígneas de grano grueso que se forman muy por debajo de la superficie se denominan *intrusivas.* Los núcleos de muchas montañas están constituidos por rocas ígneas formadas de esta manera. Solo la elevación y la erosión posteriores dejan expuestas estas rocas en la superficie. Un ejemplo común e importante es el *granito* (Figura 1.23). Esta roca intrusiva de grano grueso es rica en los minerales silicatados de color claro, cuarzo y feldespato. El granito y las rocas relacionadas son constituyentes principales de la corteza continental.

A veces, el magma se abre paso hacia la superficie de la Tierra, como durante una erupción volcánica. Dado que se enfría con rapidez en un ambiente de superficie, la roca fundida se solidifica muy deprisa y no hay tiempo suficiente para que crezcan cristales grandes. Antes bien, se produce la formación simultánea de muchos cristales pequeños. Las rocas ígneas que se forman en la superficie terrestre se describen como *extrusivas* y suelen ser de grano fino. Un ejemplo abundante e importante es el *basalto* (Figura 1.24). Esta roca de color verde oscuro a negro es rica en minerales silicatados que contienen una cantidad significativa de hierro y magnesio. Debido a su mayor contenido de hierro, el basalto es más denso que el granito. El basalto y las rocas relacionadas constituyen la corteza oceánica así como muchos volcanes, tanto en el océano como en los continentes.

FIGURA 1.23. El granito es una roca intrusiva ígnea especialmente abundante en la corteza continental de la Tierra. La erosión ha descubierto esta masa de granito en el Parque Nacional Yosemite de California. La muestra de granito exhibe su textura de grano grueso (Foto: E. J. Tarbuck).

FIGURA 1.24. Esta colada de lava del Monumento Nacional del Cráter Sunset cerca de Flagstaff, Arizona, está compuesta de la roca ígnea negra de grano fino denominada basalto (Foto de Dennis Tasa). La muestra de basalto exhibe su textura de grano fino. Los agujeros, denominados vesículas, son comunes en la zona superior de una colada de lava (Foto de E. J. Tarbuck).

Rocas sedimentarias

Los *sedimentos,* la materia prima de las **rocas sedimentarias**, se acumulan en capas en la superficie de la Tierra. Son materiales que se forman a partir de rocas preexistentes por los procesos de *meteorización.* Algunos de estos procesos fragmentan físicamente la roca en piezas más pequeñas sin modificar su composición. Otros procesos de meteorización descomponen la roca, es decir, modifican químicamente los minerales en otros nuevos y en sustancias fácilmente solubles en agua.

El agua, el viento o el hielo glacial suelen transportar los productos de la meteorización a lugares de sedimentación donde forman láminas relativamente planas, capas. Normalmente los sedimentos se convierten en roca, se *litifican,* por uno de los dos procesos siguientes. La *compactación* tiene lugar a medida que el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos en masas más densas. La *cementación* se produce conforme el agua que contiene sustancias disueltas se filtra a través de los espacios intergranulares del sedimento. Con el tiempo, el material disuelto en agua precipita entre los granos y los cementa en una masa sólida.

Los sedimentos que se originan y son transportados como partículas sólidas se denominan *sedimentos detríticos* y las rocas que ellos forman son las llamadas *rocas sedimentarias detríticas.* Las dimensiones de las partículas son la principal base para clasificar los miembros de esta categoría. Dos ejemplos comunes son la *lutita* y la *arenisca.* La lutita es una roca de grano fino compuesta por partículas del tamaño del limo (entre 1/256 y 1/16 mm) y de la arcilla (menos de 1/256 mm). La sedimentación de estos diminutos granos está asociada a ambientes «tranquilos» como ciénagas, llanuras fluviales expuestas a inundaciones y porciones de las cuencas oceánicas profundas. *Arenisca* es el nombre dado a las rocas sedimentarias en las que predominan granos del tamaño de la arena (entre 1/16 y 2 mm). Las areniscas se asocian con una gran variedad de ambientes, entre ellos las playas y las dunas.

Las *rocas sedimentarias químicas* se forman cuando el material disuelto en el agua precipita. A diferencia de las rocas sedimentarias detríticas, que se subdividen según el tamaño de las partículas, la principal base para

FIGURA 1.25. Esta gruesa capa de roca sedimentaria queda expuesta en las paredes del Parque Nacional Zion de Utah. Conocida como la Arenisca del Navajo, consiste en resistentes granos de mineral cuarzo que en una época pasada cubrió esta región con kilómetros de dunas de arena acumulada (Foto de Jamie & Judy Wild/www.DanitaDelimont). La muestra proporciona una vista más próxima de la arenisca (Foto de E. J. Tarbuck).

distinguir las rocas sedimentarias químicas es su composición mineral. La caliza, la roca sedimentaria química más común, está compuesta principalmente por el mineral calcita (carbonato de calcio, $CaCO_3$). Existen muchas variedades de caliza. Los tipos más abundantes tienen un origen bioquímico, lo que significa que los organismos que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta y crean partes duras, como los caparazones. Después, estas partes duras se acumulan como sedimento.

Los geólogos calculan que las rocas sedimentarias representan solo alrededor del 5 por ciento (en volumen) de los 16 km externos de la Tierra. Sin embargo, su importancia es bastante mayor de lo que podría indicar este porcentaje. Si tomara muestras de las rocas expuestas en la superficie, encontraría que la gran mayoría son sedimentarias. De hecho, en torno al 75 por ciento de todas las rocas expuestas en los continentes son sedimentarias. Por consiguiente, podemos considerar las rocas sedimentarias como una capa algo discontinua y relativamente delgada de la porción más externa de la corteza, lo cual tiene sentido, ya que el sedimento se acumula en la superficie.

A partir de las rocas sedimentarias, los geólogos reconstruyen muchos detalles de la historia de la Tierra. Dado que los sedimentos son depositados en muchos puntos diferentes de la superficie, las capas rocosas que acaban formando contienen muchas pistas sobre los ambientes de la superficie en el pasado. También pueden exhibir características que permiten a los geólogos descifrar información sobre cómo y desde dónde se transportó el sedimento. Además, son las rocas sedimentarias las que contienen fósiles, que son pruebas vitales en el estudio del pasado geológico.

Rocas metamórficas

Las **rocas metamórficas** se producen a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso otras rocas metamórficas. Así, cada roca metamórfica tiene una roca madre, la roca a partir de la que se ha formado. *Metamórfico* es un adjetivo adecuado porque su significado literal es «cambiar la forma». La mayoría de cambios tienen lugar a temperaturas y presiones elevadas que se dan en la profundidad de la corteza terrestre y el manto superior (Figura 1.26).

Los procesos que crean las rocas metamórficas a menudo progresan de una manera gradual, desde cambios ligeros (metamorfismo de bajo grado) hasta cambios sustanciales (metamorfismo de alto grado). Por ejemplo, durante el metamorfismo de bajo grado, la roca sedimentaria común lutita se convierte en una roca metamórfica más compacta denominada *pizarra.* En cambio, el metamorfismo de alto grado provoca una transformación tan completa que no se puede determinar la identidad de la roca madre. Además, cuando las rocas situadas a una profundidad (a la que las temperaturas son elevadas) están sujetas a una presión dirigida, se deforman de una manera gradual y generan pliegues complicados. En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las temperaturas de fusión de las rocas. No obstante, *durante el metamorfismo la roca debe permanecer esencialmente sólida,* ya que, si se funde por completo, entramos en el ámbito de la actividad ígnea.

La mayor parte del metamorfismo sucede en uno de estos tres ambientes:

1. Cuando un cuerpo magmático intruye en la roca, tiene lugar el *metamorfismo térmico* o *de contacto.* En este caso, el cambio está controlado por un aumento de la temperatura dentro de la roca que rodea una intrusión ígnea.
2. El *metamorfismo hidrotermal* implica alteraciones químicas que se producen cuando el agua caliente rica

FIGURA 1.26. La roca oscura mostrada aquí es metamórfica. Conocida como esquisto de Vishnu, aflora en la garganta interna del Gran Cañón. Su formación se asocia con los entornos que existen muy por debajo de la corteza terrestre donde las temperaturas y las presiones son elevadas y con los procesos formadores de montañas antiguas que se produjeron en la época precámbrica (Foto de Dennis Tasa).

en iones circula a través de las fracturas de la roca. Este tipo de metamorfismo suele asociarse con la actividad ígnea que proporciona el calor necesario para provocar reacciones químicas y hacer que estos fluidos circulen a través de la roca.

3. Durante la formación de las montañas, grandes cantidades de roca enterradas a una gran profundidad están sujetas a presiones dirigidas y a temperaturas elevadas asociadas con la deformación a gran escala denominada *metamorfismo regional.*

El grado de metamorfismo se refleja en la textura y la composición mineral de la roca. Durante el metamorfismo regional, los cristales de algunos minerales recristalizarán con una orientación perpendicular a la dirección de la fuerza compresiva. La alineación mineral resultante a menudo da a la roca una textura en láminas o en bandas llamada *foliación.* El *esquisto* y el *gneis* son dos ejemplos de rocas foliadas (Figura 1.27A).

No todas las rocas metamórficas presentan una textura foliada. Se dice que estas rocas son *no foliadas.* Las rocas metamórficas compuestas por un solo mineral que forma cristales equidimensionales no son, por regla general, visiblemente foliadas. Por ejemplo, la caliza, si es pura, está compuesta por un solo mineral, la calcita. Cuando una caliza de grano fino experimenta metamorfismo, los pequeños cristales de calcita se combinan y forman cristales entrelazados más grandes. La roca resultante es similar a una roca ígnea de grano grueso. Este equivalente metamórfico no foliado de la caliza se denomina *mármol* (Figura 1.27B).

En todos los continentes afloran áreas extensas de rocas metamórficas. Estas rocas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, donde constituyen una gran porción del núcleo cristalino de las montañas. Incluso debajo de los interiores continentales estables, que en general están cubiertos por rocas sedimentarias, hay basamentos de rocas metamórficas.

A. **B.**

FIGURA 1.27. Rocas metamórficas comunes. **A.** La roca foliada gneis a menudo presenta bandas y con frecuencia tiene una composición mineral similar a la de la roca ígnea granito. **B.** El mármol es una roca gruesa, cristalina, no foliada, cuya roca madre es la caliza (Fotos: E. J. Tarbuck).

En todos estos ambientes, las rocas metamórficas suelen estar muy deformadas y contienen grandes intrusiones de masas ígneas. De hecho, partes importantes de la corteza continental de la Tierra están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas asociadas.

El ciclo de las rocas: uno de los subsistemas de la Tierra

La Tierra es un sistema. Esto significa que nuestro planeta está formado por muchas partes interactuantes que forman un todo complejo. En ningún otro lugar se ilustra mejor esta idea que al examinar el ciclo de las rocas (Figura 1.28). El **ciclo de las rocas** nos permite examinar muchas de las interrelaciones entre las diferentes partes del sistema Tierra. Nos ayuda a entender el origen de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y a ver que cada tipo está vinculado a los otros por los procesos que actúan sobre y dentro del planeta. Aprenda bien el ciclo de las roca; examinará sus interrelaciones con mayor detalle a lo largo de este libro.

Ciclo básico

Empecemos en la parte superior de la Figura 1.28. El **magma**, la roca fundida que se forma a una gran profundidad por debajo de la superficie de la Tierra, con el tiempo se enfría y se solidifica. Este proceso, denominado *cristalización,* puede ocurrir debajo de la superficie terrestre o, después de una erupción volcánica, en la superficie. En cualquiera de las dos situaciones, las rocas resultantes se denominan *rocas ígneas.*

Si las rocas ígneas afloran en la superficie experimentarán *meteorización,* en la cual la acción de la atmósfera desintegra y descompone lentamente las rocas. Los materiales resultantes suelen ser desplazados pendiente abajo por la gravedad antes de ser captados y transportados por algún agente erosivo como las aguas superficiales, los glaciares, el viento o las olas. Por fin, estas partículas y sustancias disueltas, denominadas *sedimentos,* son depositadas. Aunque la mayoría de los sedimentos acaba llegando al océano, otras zonas de acumulación son las llanuras de inundación de los ríos, los desiertos, los pantanos y las dunas.

A continuación, los sedimentos experimentan *litificación,* un término que significa «conversión en roca». El sedimento suele litificarse dando lugar a una *roca sedimentaria* cuando es compactado por el peso de las capas suprayacentes o cuando es cementado conforme el agua subterránea de infiltración llena los poros con materia mineral.

Si la roca sedimentaria resultante se entierra profundamente dentro de la tierra e interviene en la dinámica de formación de montañas, o si es intruida por una masa de magma, estará sometida a grandes presiones o a un calor intenso, o a ambas cosas. La roca sedimentaria reaccionará ante el ambiente cambiante y se convertirá en un tercer tipo de roca, una *roca metamórfica.* Cuando la roca metamórfica es sometida a cambios de presión adicionales o a temperaturas aún mayores, se fundirá, creando un magma, que acabará cristalizando en rocas ígneas, volviendo a empezar de nuevo el ciclo.

¿De dónde procede la energía que impulsa el ciclo de las rocas de la Tierra? Los procesos impulsados por el calor desde el interior de la Tierra son responsables de la creación de las rocas ígneas y metamórficas. La meteorización y la erosión, procesos externos alimentados por la energía procedente del Sol, producen el sedimento a partir del cual se forman las rocas sedimentarias.

Caminos alternativos

Las vías mostradas en el ciclo básico no son las únicas posibles. Al contrario, es exactamente igual de probable que puedan seguirse otras vías distintas de las descritas en la sección precedente. Esas alternativas se indican mediante las líneas azules en la Figura 1.28.

Las rocas ígneas, en vez de ser expuestas a la meteorización y a la erosión en la superficie terrestre, pueden permanecer enterradas profundamente. Esas masas pueden acabar siendo sometidas a fuertes fuerzas de compresión y a temperaturas elevadas asociadas con la formación de montañas. Cuando esto ocurre, se transforman directamente en rocas metamórficas.

Las rocas metamórficas y sedimentarias, así como los sedimentos, no siempre permanecen enterrados. Antes bien, las capas superiores pueden ser eliminadas, dejando expuestas las rocas que antes estaban enterradas. Cuando esto ocurre, los materiales son meteorizados y convertidos en nueva materia prima para las rocas sedimentarias.

Las rocas pueden parecer masas invariables, pero el ciclo de las rocas demuestra que no es así. Los cambios, sin embargo, requieren tiempo; grandes cantidades de tiempo. Podemos observar las diferentes partes del ciclo funcionando por todo el mundo. En la actualidad se está formando nuevo magma debajo de la isla de Hawái. Cuando hace erupción en la superficie, los flujos de lava aumentan el tamaño de la isla. Mientras tanto, la meteorización y la erosión van reduciendo las Montañas Rocosas. Algunos de estos restos meteorizados serán transportados finalmente al Golfo de México, donde se añadirán a la masa ya sustancial de sedimento que se ha acumulado ahí.

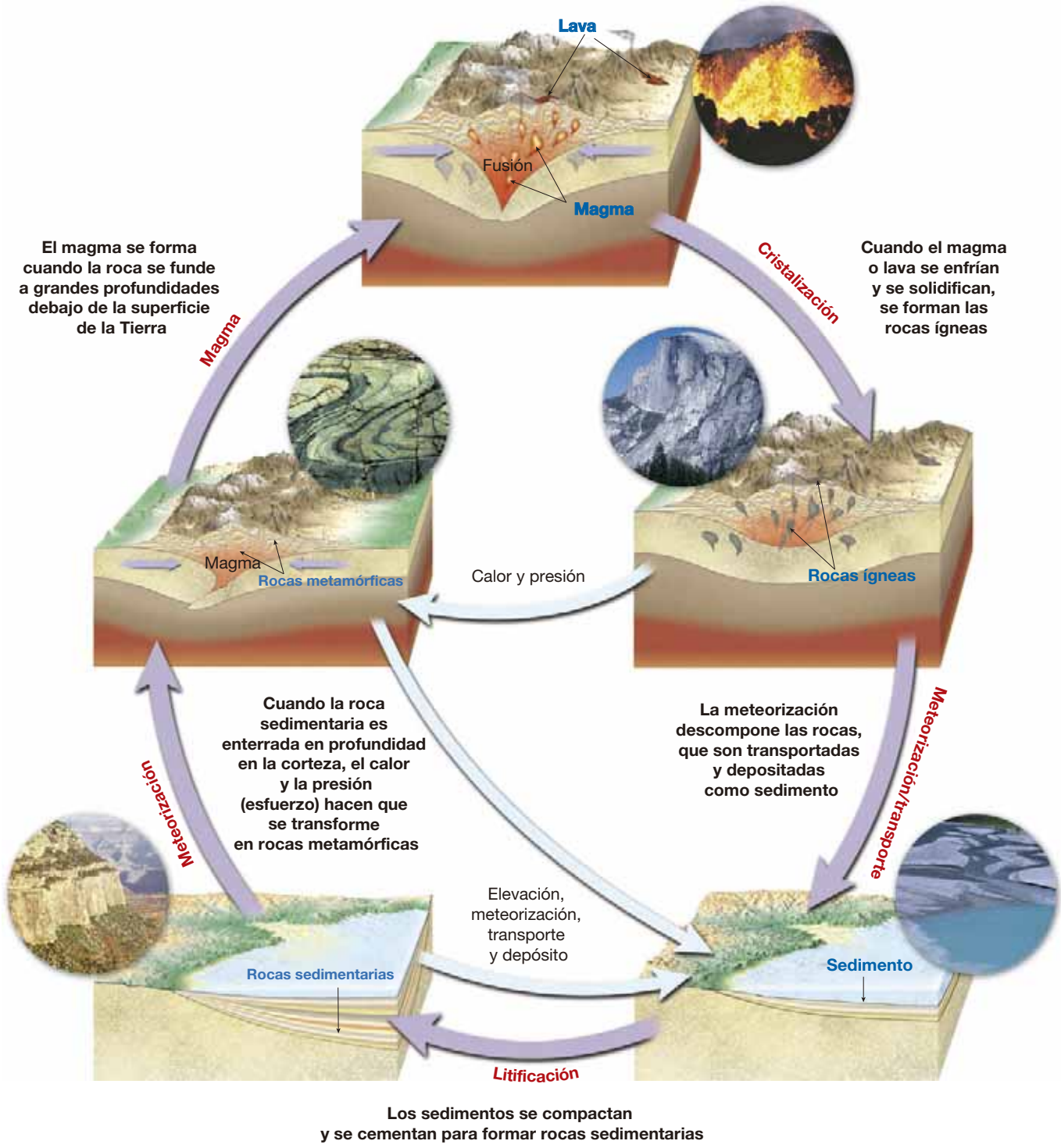


FIGURA 1.28. Consideradas a lo largo de espacios temporales muy prolongados, las rocas están en constante formación, cambio y transformación. El ciclo de las rocas nos ayuda a entender el origen de los tres grupos básicos de rocas. Las flechas representan los procesos que enlazan cada grupo con los demás

CAPÍTULO 1 Introducción a la geología

RESUMEN

- *Geología* significa «el estudio de la Tierra». Las dos amplias ramas de la geología son: (1) la *Geología física,* que examina los materiales que componen la Tierra y los procesos que actúan debajo y encima de su superficie; y (2) la *Geología histórica,* que intenta comprender el origen de la Tierra y su desarrollo a lo largo del tiempo.
- La relación entre las personas y el medio natural es un objetivo importante de la Geología y abarca los riesgos naturales, los recursos y la influencia humana en los procesos geológicos.
- Durante los siglos XVII y XVIII, el *catastrofismo* influyó en la formulación de explicaciones sobre la Tierra. El catastrofismo establece que los paisajes terrestres se han desarrollado fundamentalmente debido a grandes catástrofes. Por el contrario, el *uniformismo,* uno de los principios fundamentales de la Geología moderna, avanzado por *James Hutton* a finales del siglo XVIII, establece que las leyes físicas, químicas y biológicas que actúan hoy en día, lo han hecho también en el pasado geológico. Esta idea suele resumirse como «el presente es la clave para el pasado». Hutton sostenía que los procesos que parecen ser lentos, podrían, a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, producir efectos que fueran exactamente tan grandes como los resultantes de acontecimientos catastróficos súbitos.
- Utilizando los principios de la *datación relativa,* la ordenación de los acontecimientos en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad en años, los científicos desarrollaron una escala de tiempo geológico durante el siglo XIX. Pueden establecerse fechas relativas aplicando principios como los de la *ley de superposición* y el *principio de sucesión biótica.*
- Toda ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible. El proceso mediante el cual los científicos recogen datos y formulan *hipótesis* y *teorías* científicas se denomina *método científico.* Para determinar lo que ocurre en el mundo natural, los científicos suelen: (1) recoger datos, (2) plantear preguntas y desarrollar hipótesis que puedan responder a esas preguntas, (3) realizar observaciones y elaborar experimentos para probar las hipótesis, y (4) aceptar, modificar o rechazar en función de pruebas extensas. Otros descubrimientos representan ideas puramente teóricas que han soportado un examen exhaustivo. Algunos avances científicos se han realizado incluso cuando se produjo un acontecimiento totalmente inesperado durante un experimento.
- El medio físico de la Tierra se divide tradicionalmente en tres partes principales: la Tierra sólida o *geosfera;* la porción de agua de nuestro planeta, la *hidrosfera;* y la envuelta gaseosa de la Tierra, la *atmósfera.* Además, la *biosfera,* la totalidad de vida sobre la Tierra, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es igualmente una parte integrante de la Tierra.
- Aunque cada una de las cuatro esferas de la Tierra puede estudiarse por separado, todas ellas están relacionadas en un todo complejo y continuamente interactuante que denominamos *sistema Tierra.* La *ciencia del sistema Tierra* utiliza una aproximación interdisciplinaria para integrar el conocimiento de varios ámbitos académicos en el estudio de nuestro planeta y sus problemas ambientales globales.
- Un *sistema* es un grupo de partes interactuantes que forman un todo complejo. Los *sistemas cerrados* son aquellos en los que la energía entra y sale libremente, mientras que la materia no entra ni sale del sistema. En un sistema abierto, tanto la energía como la materia entran y salen del sistema.
- La mayoría de sistemas naturales tiene mecanismos que tienden a intensificar el cambio, llamados *mecanismos de realimentación positiva,* y otros mecanismos, denominados *mecanismos de realimentación negativa,* que tienden a resistir el cambio y, así, a estabilizar el sistema.
- Las dos fuentes de energía que alimentan el sistema Tierra son: (1) el Sol, que impulsa los procesos externos que tienen lugar en la atmósfera, la hidrosfera y la superficie de la Tierra; y (2) el calor del interior de la Tierra, que alimenta los procesos internos que producen los volcanes, los terremotos y las montañas.
- La *hipótesis de la nebulosa* describe la formación del Sistema Solar. Los planetas y el Sol empezaron a formarse hace unos 5.000 millones de años a partir de una gran nube de polvo y gases. Conforme la nube se contraía, empezó a rotar y a adoptar forma de disco. El material que era lanzado gravitacionalmente hacia el centro se convirtió en el *protosol.* Dentro del disco en rotación, pequeños centros, denominados *planetesimales,* absorbían cada vez más cantidad de los restos de la nube. Debido a las elevadas temperaturas cerca del Sol, los planetas interiores fueron incapaces de acumular muchos de los elementos que se evaporan a temperaturas bajas. Debido a las temperaturas muy

frías existentes en la lejanía del Sol, los planetas exteriores, grandes están formados de enormes cantidades de hielo y materiales más ligeros. Esas sustancias gaseosas explican los tamaños comparativamente grandes y las bajas densidades de los planetas externos.

- La estructura interna de la Tierra se divide en capas basadas en diferencias de composición química y en los cambios de las propiedades físicas. En cuanto a la composición, la Tierra se divide en una *corteza* externa delgada, un *manto* rocoso sólido y un *núcleo* denso. Otras capas, según sus propiedades físicas, son la *litosfera*, la *astenosfera*, la *zona de transición*, el *manto inferior*, la «*capa D*», el *núcleo externo* y el *núcleo*.
- Las dos divisiones principales de la superficie terrestre son los continentes y las cuencas oceánicas. Una diferencia significativa son sus altitudes relativas. Las diferencias de elevación entre los continentes y las cuencas oceánicas son consecuencia principalmente de diferencias entre sus densidades y grosores respectivos.
- Las estructuras más grandes de los continentes pueden dividirse en dos categorías: los *cinturones montañosos* y el *interior estable*. El fondo oceánico se divide en tres grandes unidades topográficas: los *márgenes continentales*, las *cuencas oceánicas profundas* y las *dorsales oceánicas*.
- Las rocas están formadas de granos o cristales más pequeños denominados *minerales*. La composición mineral y la *textura* de las rocas (tamaño, forma o disposición de los minerales que las componen) reflejan los procesos geológicos que las crearon. Los tres tipos básicos de rocas son *ígneas*, *sedimentarias* y *metamórficas*.
- El *ciclo de las rocas* es uno de los muchos ciclos o bucles del sistema Tierra en los que la materia se recicla. El ciclo de las rocas es una forma importante de observar muchas de las interrelaciones de la Geología. Ilustra el origen de los tres tipos de rocas básicos y el papel de varios procesos geológicos en la transformación de un tipo de roca en otro.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

astenosfera, 28
atmósfera, 19
biosfera, 19
«capa D», 28
catastrofismo, 7
ciencia del sistema Tierra, 20
ciclo de las rocas, 38
corteza, 27
cratón, 33
cuenca oceánica profunda, 33
datación relativa, 10
dorsal oceánica (centro oceánica), 34
escudo, 33
fosa submarina, 33
Geología, 4
Geología física, 4
Geología histórica, 4
geosfera, 20
hidrosfera, 18
hipótesis, 12
interfaz, 22
litosfera, 28
llanura abisal, 33
manto, 27
manto inferior, 28
margen continental, 33
mecanismo de realimentación negativa, 21
mecanismo de realimentación positiva, 21
monte submarino, 33
nebulosa solar, 24
núcleo, 28
núcleo externo, 28
núcleo interno, 28
pie de talud, 33
plataforma continental, 33
plataforma estable, 33
roca ígnea, 34
roca metamórfica, 36
roca sedimentaria, 35
sistema, 21
sistema abierto, 21
sistema cerrado, 21
sucesión de fósiles, principio de, 11
superposición, ley de, 11
talud continental, 33
teoría, 15
teoría de la nebulosa primitiva, 24
uniformismo, 9
zona de transición, 28

PREGUNTAS DE REPASO

1. La Geología se divide tradicionalmente en dos amplias áreas. Nombre y describa esas dos subdivisiones.
2. Describa brevemente la influencia de Aristóteles en las ciencias geológicas.
3. ¿Cómo percibían la edad de la Tierra quienes proponían el catastrofismo?
4. Describa la doctrina del uniformismo. ¿Cómo consideraban los defensores de esta idea la edad de la Tierra?
5. ¿Cuál es la edad aproximada de la Tierra?
6. La escala de tiempo geológico se estableció sin la ayuda de la datación radiométrica. ¿Qué principios se utilizaron para desarrollar esta escala temporal?

7. ¿En qué se diferencia una hipótesis científica de una teoría científica?
8. Enumere y describa brevemente las cuatro «esferas» que constituyen nuestro medio ambiente.
9. ¿En qué se diferencia un sistema abierto de un sistema cerrado?
10. Compare los mecanismos de realimentación positiva y los mecanismos de realimentación negativa.
11. El suelo es un ejemplo de una *interfaz* en el sistema Tierra. ¿Qué es una interfaz? ¿Con cuál de las cuatro esferas de la Tierra está asociado el suelo?
12. ¿Cuáles son las dos fuentes de energía del sistema Tierra?
13. Enumere y describa brevemente los acontecimientos que llevaron a la formación del Sistema Solar.
14. Enumere y describa brevemente las capas composicionales en las que se divide la Tierra.
15. Compare la astenosfera y la litosfera.
16. Describa la distribución general de las montañas más jóvenes de la Tierra.
17. Distinga entre escudos y plataformas estables.
18. Enumere las tres principales unidades topográficas del fondo oceánico.
19. Diga el nombre de cada una de las rocas que se describen a continuación:
    - Roca intrusiva de grano grueso y color claro.
    - Roca detrítica rica en partículas del tamaño limo.
    - Roca negra de grano fino que compone la corteza oceánica.
    - Roca no foliada cuya roca madre es la caliza.
20. Para cada una de las siguientes características, indique si está asociada con las rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas:
    - Puede ser intrusiva o extrusiva.
    - Litificada por compactación y cementación.
    - La arenisca es un ejemplo.
    - Algunos miembros de este grupo son foliados.
    - Este grupo se divide en las categorías detrítica y química.
    - El gneis forma parte de este grupo.
21. Utilizando el ciclo de las rocas, explique la afirmación: «una roca es la materia prima para otra».

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 2

Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica

Antes de la década de 1960 la mayoría de los geólogos sostenía la opinión de que las cuencas oceánicas y los continentes tenían posiciones fijas y eran de gran antigüedad. Menos de una década después los investigadores se dieron cuenta de que los continentes de la Tierra no eran estáticos, sino que migraban gradualmente por el planeta. Debido a esos movimientos, los bloques de material continental colisionan, deforman la corteza y crean así las grandes cadenas de la Tierra (Figura 2.1). Además, las masas de tierra a veces se separan. Conforme los bloques continentales se distancian, emerge una nueva cuenca oceánica entre ellos. Mientras tanto, otras porciones del fondo oceánico se sumergen en el manto. En resumen, surgió un modelo completamente diferente de los procesos tectónicos de la Tierra*.

Este cambio profundo en el pensamiento científico se ha descrito apropiadamente como una revolución científica. La revolución empezó a principios del siglo XX con una propuesta relativamente directa denominada «deriva continental». Durante más de cincuenta años los científicos consagrados rechazaron categóricamente la idea de que los continentes eran capaces de moverse**. Después de la Segunda Guerra Mundial, los instrumentos modernos sustituyeron a los martillos como las herramientas elegidas por muchos investigadores. Armados con esos equipos más avanzados, los geólogos y una nueva raza de investigadores, entre ellos geofísicos y geoquímicos, hicieron varios descubrimientos sorprendentes que empezaron a reavivar el interés por la hipótesis de la deriva. En 1968 estos avances condujeron al despliegue de una explicación más completa que se conoce como la «teoría de la tectónica de placas».

---

* Los procesos tectónicos son los que deforman la corteza de la Tierra para crear los principales rasgos estructurales, como montañas, continentes y cuencas oceánicas.

** Unos pocos geólogos, entre ellos Alexander du Toit de Sudáfrica y Arthur Homers, de Inglaterra, respaldaron la hipótesis de la deriva continental. Pero estaban claramente en minoría.

En este capítulo, examinaremos los acontecimientos que llevaron a este gran cambio de la opinión científica en un intento de proporcionar una visión de cómo funciona la ciencia. También describiremos brevemente el desarrollo de la hipótesis de la deriva continental, examinaremos los motivos por los que se rechazó al principio y consideraremos las pruebas que finalmente condujeron a la aceptación de su descendiente directa, la teoría de la tectónica de placas.

DERIVA CONTINENTAL: UNA IDEA QUE SE ADELANTÓ A SU ÉPOCA

La idea de que los continentes, sobre todo Sudamérica y África, encajan como las piezas de un rompecabezas, se originó durante el siglo XVII, a medida que se dispuso de mejores mapas mundiales. Sin embargo, se dio poca importancia a esta noción hasta 1915, cuando Alfred Wegener (1880-1930), meteorólogo y geofísico alemán, publicó *El origen de los continentes y los océanos.* En este libro, que se publicó en varias ediciones, se estableció el esbozo básico de la hipótesis de Wegener, denominada **deriva continental**, que se atrevió a cuestionar la suposición largo tiempo sostenida de que los continentes y las cuencas oceánicas tenían posiciones geográficas fijas.

Wegener sugirió que en una ocasión había existido un **supercontinente** único, consistente en todas las masas continentales de la Tierra[1]. Denominó **Pangaea** a esta masa continental gigante (que significa «todas las tierras») (Figura 2.2). Además planteó la hipótesis de que, hace unos 200 millones de años, en la era Mesozoica, este supercontinente empezó a fragmentarse en continentes más pequeños. Estos bloques continentales «se desviaron» a sus posiciones presentes a lo largo de millones de años. Se cree que la idea de Wegener de que los continentes pudieran separarse se le pudo ocurrir al observar la fragmentación del hielo oceánico durante una expedición danesa a Groenlandia.

[1] Wegener no fue el primero en concebir un supercontinente desaparecido hace mucho tiempo. Edward Suess (1831-1914), un distinguido geólogo del siglo XIX, reunió evidencias de una masa de tierra gigante compuesta por los continentes de Sudamérica, África, India y Australia.

FIGURA 2.1. Escaladores acampando en la pared rocosa escarpada de una montaña conocida como K7 en el Karakoram de Pakistán, una parte del Himalaya. Estas montañas se formaron cuando la Indica chocó con Eurasia. (Foto de Jimmy Chin/National Geographic/Getty).

FIGURA 2.2. Reconstrucción de Pangea como se piensa que era hace 200 millones de años. **A.** Reconstrucción actual. **B.** Reconstrucción realizada por Wegener en 1915.

Wegener y quienes defendían la hipótesis de la deriva continental recogieron pruebas sustanciales que respaldaban sus opiniones. El ajuste de Sudamérica y África y la distribución geográfica de los fósiles y los climas antiguos parecían apoyar la idea de que esas masas de tierra, ahora separadas, estuvieron juntas en alguna ocasión. Examinemos algunas de esas pruebas.

Evidencias: el rompecabezas continental

Como algunos antes que él, Wegener sospechó que los continentes podrían haber estado unidos en alguna ocasión al observar las notables semejanzas existentes entre las líneas de costa situadas a los dos lados del Atlántico. Sin embargo, la utilización que él hizo de las líneas de costa actuales para hacer encajar los continentes fue inmediatamente cuestionada por otros geólogos. Estos últimos sostenían, correctamente, que las líneas de costa están siendo continuamente modificadas por procesos erosivos y sedimentarios. Aun cuando hubiera tenido lugar el desplazamiento de los continentes, sería improbable un buen ajuste en la actualidad. Wegener parecía consciente de este problema, ya que su ajuste original de los continentes era muy aproximado (Figura 2.2B).

Más adelante los científicos determinaron que una aproximación mucho mejor del límite externo de un continente es el borde de su plataforma continental que se dirige al mar que se encuentra sumergido unos cuantos centenares de metros por debajo del nivel del mar. A principios de la década de los sesenta Sir Edward Bullard y dos de sus colaboradores construyeron un mapa en el que se ajustaban los bordes de las plataformas continentales sudamericana y africana a profundidades de unos 900 m (Figura 2.3). El notable ajuste que se obtuvo era mejor incluso que el esperado por esos investigadores. Como se muestra en la Figura 2.3, hay unos pocos lugares donde los continentes se solapan. Algunos de esos solapamientos están relacionados con el proceso de ensanchamiento y adelgazamiento de los márgenes continentales a medida que se separaban. Otros pueden explicarse por el trabajo de los principales sistemas fluviales. Por ejemplo, desde la ruptura de Pangea, el río Níger ha ido formando un extenso delta que agrandó la plataforma continental de África.

Evidencia: los fósiles coinciden en costas opuestas de los mares

Aunque la semilla de la hipótesis de Wegener procedía de las notables semejanzas de los márgenes continentales a ambos lados del Atlántico, fue cuando supo que se habían encontrado organismos fósiles idénticos en rocas de Sudamérica y de África cuando se concentró más en la deriva continental. A través de una revisión de la literatura científica, Wegener descubrió que la mayoría de los paleontólogos (científicos que estudian los restos fosilizados de organismos antiguos) estaban de acuerdo en que era necesario algún tipo de conexión

FIGURA 2.3. Aquí se muestra el mejor ajuste entre Sudamérica y África a lo largo del talud continental a una profundidad de unos 900 m. Las áreas de solapamiento entre los bloques continentales están coloreadas en marrón. (Tomado de A. G. Smith, «Continental Drift», en *Understanding the Earth*, editado por I. G. Gass)

continental para explicar la existencia de formas de vida mesozoicas similares en masas de tierra enormemente separadas. Igual que las formas de vida autóctonas de Norteamérica son muy distintas de las africanas y las australianas, cabría esperar que durante la era Mesozoica los organismos de continentes muy separados serían también bastante diferentes.

Mesosaurus

Para añadir credibilidad a su argumento, Wegener documentó casos de varios organismos fósiles que se habían encontrado en diferentes masas continentales, pese a las escasas posibilidades de que sus formas vivas pudieran haber cruzado el vasto océano que ahora las separa (Figura 2.4). El ejemplo clásico es el del *Mesosaurus*, un reptil acuático depredador de peces cuyos restos fósiles se limitan a lutitas negras del Pérmico (hace unos 260 millones de años) en el este de Sudamérica y en el sudoeste de África (Figura 2.4). Si el *Mesosaurus* hubiera sido capaz de realizar el largo viaje a través del enorme océano atlántico meridional, sus restos deberían tener una distribución más amplia. Como esto no era así, Wegener afirmó que Sudamérica y África debieron haber estado juntas durante este periodo de la historia de la Tierra.

¿Cómo explicaban los opositores a la deriva continental la existencia de organismos fósiles idénticos en lugares separados por miles de kilómetros de mar abierto? Rafting, puentes de tierra transoceánicos (conexiones

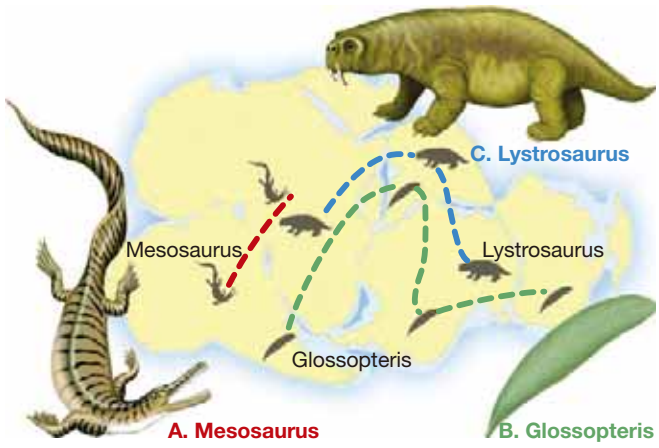


FIGURA 2.4. Evidencia fósil que respalda la deriva continental. **A.** Se han encontrado fósiles del *Mesosaurus* solo en depósitos no marinos del este de Sudamérica y el oeste de África. *Mesosaurus* era un réptil de agua fresca incapaz de nadar los 5.000 km de océano abierto que separa ahora esos continentes. **B.** Se encontraron restos de *Glossopteris* y flora relacionada en Australia, África, Sudamérica, la Antártida e India, masas continentales que en la actualidad tienen climas bastante variados. Sin embargo, cuando Glossopteris habitaba esas regiones durante el Paleozoico superior, sus climas eran todos subpolares. **C.** Se han encontrado fósiles de *Lystrosaurus*, un reptil que vive en tierra, en tres de esas masas continentales.

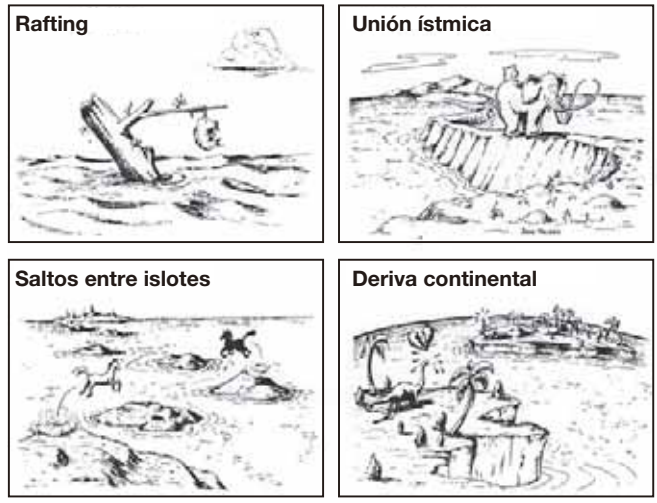


FIGURA 2.5. Estos esquemas de John Holden ilustran varias explicaciones para la aparición de especies similares en masas de tierra que en la actualidad están separadas por un enorme océano (Reimpreso con el permiso de John Holden).

ítsmicas) y saltos entre islotes eran las explicaciones más invocadas para esas migraciones (Figura 2.5). Sabemos, por ejemplo, que durante la Edad de Hielo, que acabó hace unos 8.000 años, la bajada del nivel del mar permitió a los mamíferos (entre ellos el ser humano) atravesar el corto estrecho de Bering que separa Rusia de Alaska. ¿Era posible que puentes de Tierra hubieran conectado en alguna ocasión África y Sudamérica y luego se hubieran sumergido por debajo del nivel del mar? Los mapas actuales del fondo oceánico confirman la opinión de Wegener de que, si hubieran existido puentes de tierra de esta magnitud, sus restos estarían todavía debajo del nivel del mar.

Glossopteris

Wegener citó también la distribución del «helecho con semilla» fósil *Glossopteris* como una prueba de la existencia de Pangea (*véase* Figura 2.4). Se sabía que esta planta, identificada por sus hojas y semillas en forma de lengua que eran demasiado grandes para ser transportadas por el viento, estaba muy dispersa entre África, Australia, India y Sudamérica. Más tarde, se descubrieron también restos fósiles de *Glossopteris* en la Antártida[2]. Wegener también sabía que esos helechos con semilla y la flora asociada con ellos crecían solo en un clima subpolar. Por consiguiente, llegó a la conclusión de que cuando las masas de tierra estuvieron unidas se encontraban mucho más cerca del Polo Sur.

[2] En 1912, el Capitán Robert Scott y dos compañeros murieron congelados cayendo al lado de 89 cm de roca en su regreso de un intento fallido de ser el primero en llegar al Polo Sur. Estas muestras, recogidas en las morrenas del glaciar Beardmore, contenían restos fósiles de *Glossopteris*.

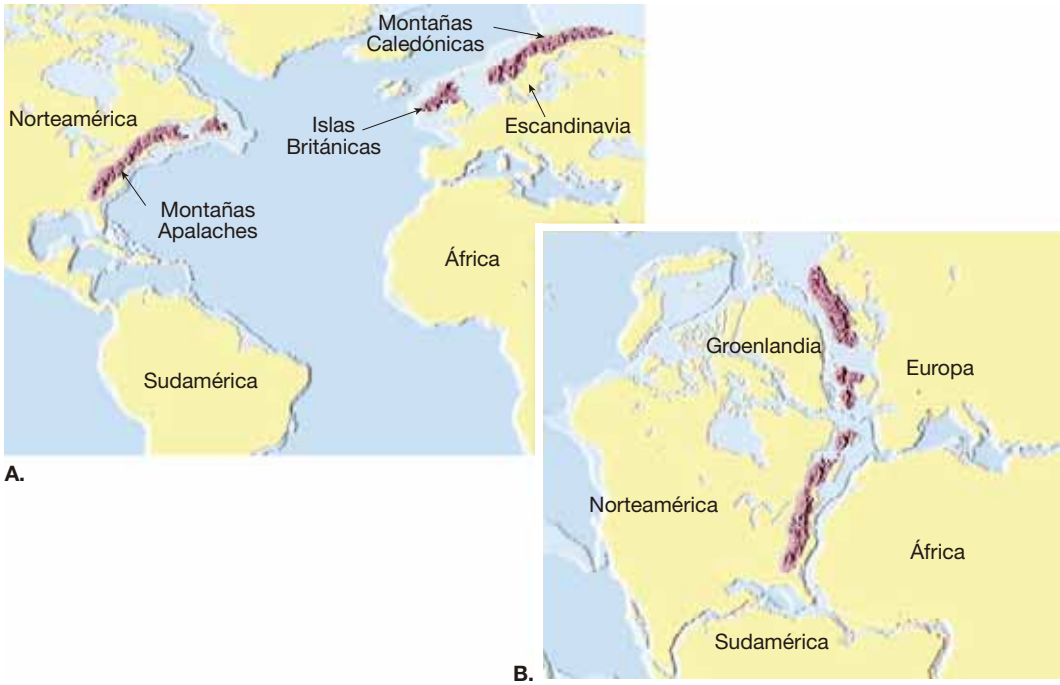


FIGURA 2.6. Unión de cordilleras montañosas a través del Atlántico Norte. **A.** Los Apalaches se sitúan a lo largo del flanco oriental de América del Norte y desaparecen de la costa de Terranova. Montañas de edad y estructuras comparables se encuentran en las Islas Británicas y Escandinavia. **B.** Cuando esas masas de tierra se colocan en sus posiciones previas a la separación, esas cadenas montañosas antiguas forman un cinturón casi continuo.

Evidencia: tipos de roca y características geológicas

Cualquiera que haya intentado hacer un rompecabezas sabe que, además de que las piezas encajen, la imagen debe ser también continua. La imagen que debe encajar en el «rompecabezas de la deriva continental» es la de los tipos de roca y las características geológicas como los cinturones montañosos. Si los continentes estuvieron juntos en el pasado, las rocas situadas en una región concreta de un continente, deben parecerse estrechamente en cuanto a edad y tipo con las encontradas en posiciones adyacentes del continente al que estuvieron unidas una vez. Wegener encontró pruebas de rocas ígneas de 2.200 millones de años de antigüedad en Brasil que se parecían mucho a rocas de antigüedad semejante encontradas en África.

Evidencias similares pueden encontrarse en cinturones montañosos que terminan en la línea de costa, solo para reaparecer en las masas continentales situadas al otro lado del océano. Por ejemplo, el cinturón montañoso que comprende los Apalaches tiene una orientación noreste en el este de Estados Unidos y desaparece en la costa de Terranova (Figura 2.6). Montañas de edad y estructuras comparables se encuentran en las Islas Británicas y Escandinavia. Cuando se reúnen esas masas de tierra, como en la Figura 2.6B, las cadenas montañosas forman un cinturón casi continuo.

Wegener describió cómo las semejanzas en los rasgos geológicos a ambos lados del Atlántico conectaban esas masas de tierra cuando dijo: «Es como si fuéramos a recolocar los trozos rotos de un periódico juntando sus bordes y comprobando después si las líneas impresas coinciden. Si lo hacen, no queda más que concluir que los trozos estaban realmente unidos de esta manera»[3].

Evidencias paleoclimáticas

Dado que Wegener era un estudioso de los climas mundiales, sospechaba que los datos paleoclimáticos (*paleo* = antiguo, *climatic* = clima) podían también apoyar la idea de continentes móviles. Sus sospechas se reafirmaron cuando supo que se habían descubierto en África, Sudamérica, Australia e India pruebas de un periodo glaciar datado al final del Paleozoico (Figura 2.7A). Esto significaba que hace unos 300 millones de años, vastas láminas de hielo cubrían porciones extensas del hemisferio meridional, así como la India (Figura 2.7B). Gran parte de las zonas continentales de este periodo de glaciación paleozoica se encuentra en la actualidad en una franja de 30 grados en torno al Ecuador en un clima subtropical o tropical.

[3] Alfred Wegener, *The Origin of Continents and Oceans*, traducido de la cuarta edición alemana revisada de 1929 por J. Birman (Londres: Methuen, 1966).

A.

B.

C.

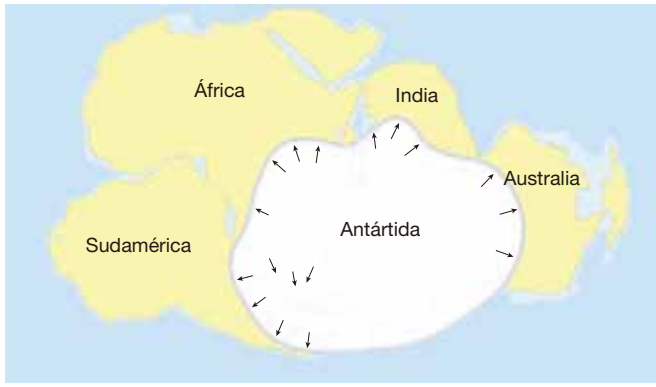


FIGURA 2.7. Pruebas paleoclimáticas de la deriva continental. **A.** Estriaciones glaciares (arañazos) y surcos como estos son producidos cuando los glaciares arrastran los derrubios de roca por el lecho de roca subyacente. La dirección del movimiento glacial puede deducirse de los patrones distintivos de los arañazos y los surcos alineados. (Foto de Gregory S. Springer). **B.** Casi al final del Paleozoico (hace unos 300 millones de años) los casquetes de hielo cubrían áreas extensas del hemisferio sur y la India. Las flechas indican la dirección del movimiento del hielo que puede deducirse del patrón de estriaciones glaciares y surcos encontrados en la roca subyacente. **C.** Se muestran los continentes recolocados en su posición anterior a la deriva cuando formaban parte de Pangea. Esta configuración explica las condiciones necesarias para generar un casquete glaciar extenso y también explica las direcciones del movimiento glaciar alejándose desde un área próxima a la posición actual del polo Sur.

¿Cómo pudieron formarse extensas láminas de hielo cerca del Ecuador? Una propuesta sugería que nuestro planeta experimentó un periodo de enfriamiento global extremo. Wegener rechazó esta explicación, porque durante el mismo lapso de tiempo geológico existieron grandes pantanos tropicales en el hemisferio norte. Estas ciénagas, con su extraordinaria vegetación, fueron finalmente enterradas y se convirtieron en carbón. En la actualidad estos depósitos comprenden los principales campos de carbón del este de Estados Unidos, el norte de Europa y Asia. Muchos de los fósiles encontrados en estas rocas carbonosas pertenecían a helechos arbóreos que poseían grandes frondas; un hecho compatible con un clima cálido y húmedo. Además, estos helechos arbóreos carecían de anillos de crecimiento, una característica de las plantas tropicales que crecen en regiones con fluctuaciones mínimas de la temperatura. Por el contrario, los árboles que habitan en latitudes medias, como los encontrados en la mayor parte de Estados Unidos, desarrollan múltiples anillos, uno por cada sesión de crecimiento.

Wegener sugirió que el supercontinente Pangea proporcionaba una explicación más plausible para la glaciación del final del Paleozoico. En esta configuración los continentes meridionales están unidos y se sitúan cerca del Polo Sur (Figura 2.7C). Esto explicaría las condiciones necesarias para generar extensiones enormes de hielo glaciar sobre gran parte de esas masas de tierra. Al mismo tiempo, esta geografía colocaría las masas septentrionales actuales más cerca del Ecuador y explicaría los pantanos tropicales que generaron los enormes depósitos de carbón. Wegener estaba tan convencido de que su explicación era correcta que escribió: «Esta prueba es tan convincente que, por comparación, todos los demás criterios deben ocupar una posición secundaria».

¿Cómo se desarrolló un glaciar en el centro de la caliente y árida Australia? ¿Cómo migran los animales terrestres a través de amplias extensiones del océano? Por muy convincente que esta evidencia pudiera haber sido, pasaron 50 años antes de que la mayoría de la comunidad científica aceptara el concepto de la deriva continental y las conclusiones lógicas que de él se derivan.

EL GRAN DEBATE

La propuesta de Wegener no fue muy discutida hasta 1924, cuando su libro fue traducido al inglés, francés, español y ruso. Desde ese momento hasta su muerte, en 1930, su hipótesis de la deriva tuvo muchas críticas hostiles. El respetado geólogo norteamericano R. T. Chamberlain afirmó: «La hipótesis de Wegener es en general del tipo de las hipótesis poco fundadas, en las que se toman considerables libertades con nuestro planeta,

y está menos ligada por restricciones o atada por hechos desagradables e inconvenientes que la mayoría de sus teorías rivales. Su atractivo parece radicar en el hecho de que se desarrolla un juego en el cual hay pocas reglas restrictivas y un código de conducta poco estipulado».

W. B. Scott, antiguo presidente de la Sociedad Filosófica Norteamericana, expresó la opinión que predominaba en Norteamérica sobre la deriva continental en menos palabras al describir la hipótesis como «un completo disparate».

Rechazo de la hipótesis de la deriva continental

Una de las principales objeciones a la hipótesis de Wegener procedía de su incapacidad para identificar un mecanismo creíble para la deriva continental. Wegener propuso que las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol que producen las mareas de la Tierra eran también capaces de mover gradualmente los continentes por el planeta. Sin embargo, el destacado físico Harold Jeffrys contestó correctamente con el argumento de que las fuerzas mareales de la magnitud necesaria para desplazar los continentes habrían frenado la rotación de la Tierra en cuestión de unos pocos años.

Wegener sugirió también, de manera incorrecta, que los continentes más grandes y pesados se abrieron paso por la corteza oceánica más delgada de manera muy parecida a como los rompehielos atraviesan el hielo. Sin embargo, no existían pruebas que sugirieran que el fondo oceánico era lo bastante débil como para permitir el paso de los continentes sin deformarse él mismo de manera apreciable en el proceso.

En 1930, hizo su cuarto y último viaje a la zona glaciar de Groenlandia (Recuadro 2.1). Aunque el objetivo fundamental de esta expedición era estudiar el duro clima polar de invierno en esta isla cubierta de hielo, Wegener continuó comprobando su hipótesis de la deriva continental. Como en las expediciones anteriores, utilizó métodos astronómicos en un intento por verificar que Groenlandia había derivado hacia el oeste con respecto a Europa.

En noviembre de 1930, mientras volvía de Eismitte (una estación experimental localizada en el centro de Groenlandia), Wegener murió junto con su compañero. Su intrigante idea, sin embargo, no murió. Tras la muerte de Wegener, trabajadores daneses siguieron tomando medidas de la posición de Groenlandia (1936, 1938 y 1948), pero no encontraron evidencias de la deriva. Así pues, la prueba final de Wegener fue un fracaso. En la actualidad el sistema de posicionamiento global (GPS) permite a los científicos medir el desplazamiento extremadamente gradual de los continentes que Wegener había intentado tan diligente, pero insatisfactoriamente, detectar.

La deriva continental y el método científico

¿Qué fue mal? ¿Por qué no fue capaz Wegener de modificar el punto de vista científico establecido de su época? En primer lugar estaba el hecho de que, aunque el núcleo de su hipótesis era correcto, contenía algunos detalles incorrectos. Por ejemplo, los continentes no se abren paso a través del fondo oceánico, y la energía de las mareas es demasiado débil para impulsar el movimiento de los continentes. Además, para que cualquier teoría científica exhaustiva gane aceptación general, debe hacer frente al examen crítico desde todas las áreas de la ciencia. A pesar de la gran contribución de Wegener a nuestro conocimiento de la Tierra, no *todas* las pruebas apoyaban la hipótesis de la deriva continental como él la había formulado.

Aunque muchos de los contemporáneos de Wegener se oponían a sus puntos de vista, incluso hasta considerarlo claramente ridículo, algunos consideraron plausibles sus ideas. Entre los más notables de este último grupo se encontraba el eminente geólogo sudafricano Alexander du Toit y el bien conocido geólogo escocés Arthur Holmes. En 1928 Holmes propuso el primer mecanismo impulsor plausible para la deriva continental. En su libro *Geología física,* Holmes elaboraba esta idea sugiriendo que el flujo del material caliente dentro del manto era responsable de la propulsión de los continentes a través del planeta. En 1937, du Toit publicó *Our Wandering Continents,* donde eliminó algunos de los argumentos más débiles de Wegener y añadió una gran cantidad de nuevas pruebas en apoyo de su revolucionaria idea.

Para los geólogos que continuaron la búsqueda, el apasionante concepto del movimiento de los continentes atraía su interés. Otros consideraban la deriva continental como una solución a observaciones previamente inexplicables (Figura 2.8). Sin embargo, la mayor parte de la comunidad científica, en especial en Norteamérica, rechazó abiertamente la deriva continental o al menos la trató con un escepticismo considerable.

DERIVA CONTINENTAL Y PALEOMAGNETISMO

En las dos décadas siguientes al fallecimiento de Wegener se arrojó poca luz sobre la hipótesis de la deriva continental. Sin embargo, a mediados de la década de los años cincuenta, empezaron a surgir dos nuevas líneas de evidencia, que cuestionaban seriamente la comprensión científica básica de cómo funciona la Tierra. Una línea procedía de las exploraciones del fondo oceánico y se tratará más adelante. La otra línea de pruebas procedía de un campo comparativamente nuevo: el *paleomagnetismo.*

FIGURA 2.8. La tectónica de placas, el descendiente directo de la deriva continental, explica la distribución global de los terremotos más destructivos de la Tierra. Estas ruinas en Pisco, Perú, fueron consecuencia de un potente terremoto del 16 de agosto de 2007 que se generó a lo largo de la zona de subducción Perú-Chile (Foto de Sergio Erday/epa/Corbis).

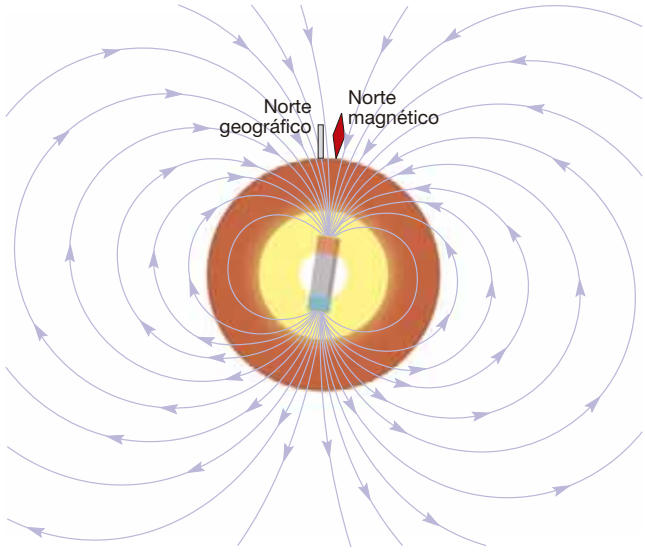


FIGURA 2.9. El campo magnético de la Tierra consiste en líneas de fuerza muy parecidas a las que produciría una barra imantada gigante si se colocara en el centro de la Tierra.

El campo magnético de la Tierra y el paleomagnetismo

Cualquiera que haya utilizado una brújula para orientarse sabe que el campo magnético de la Tierra tiene un polo norte y un polo sur magnéticos. En la actualidad estos polos magnéticos se alinean estrechamente, pero no exactamente, con los polos geográficos. (Los polos geográficos son los puntos en los que el eje de rotación terrestre hace intersección con la superficie.) El campo magnético de la Tierra es similar al generado por una barra imantada. Líneas de fuerza invisibles atraviesan el planeta y se extienden de un polo magnético al otro (Figura 2.9). La aguja de una brújula, un pequeño imán con libertad para rotar sobre un eje, se alinea con las líneas magnéticas de fuerza y apunta hacia los polos magnéticos.

A diferencia de la fuerza de la gravedad, no podemos sentir el campo magnético de la Tierra; su existencia se revela porque desvía la aguja de una brújula. Además, algunos minerales que aparecen de forma natural son magnéticos y están influidos por el campo magnético de la Tierra. Uno de los más comunes es la magnetita, que es abundante en las coladas de lava de composición basáltica[4]. Las lavas basálticas hacen erupción en la superficie a temperaturas superiores a los 1.000 °C, superando una temperatura umbral para el magnetismo conocido como **Punto de Curie** (unos 585 °C). Por consiguiente, los granos de magnetita de la lava fundida no son magnéticos. Sin embargo, a medida que la lava se enfría, esos granos ricos en hierro se magnetizan y alinean en la dirección paralela a las líneas de fuerza magnéticas existentes en ese momento. Una vez que los minerales solidifican, el magnetismo que poseen permanecerá normalmente «congelado» en esa posición. Por tanto, se comportan como la aguja de una brújula: «apuntan» hacia la posición de los polos magnéticos existentes cuando se enfriaron. Las rocas que se formaron hace miles o millones de años y que contienen un «registro» de la dirección de los polos magnéticos en el momento de su formación se dice que poseen **magnetismo remanente** o **paleomagnetismo**. Durante la década de 1950 se recogieron datos paleomagnéticos de las coladas de lava por todo el mundo.

Deriva polar aparente

Un estudio del magnetismo de las rocas llevado a cabo en Europa por S. K. Runcorn y su equipo llevó a un descubrimiento interesante. El alineamiento magnético de los minerales ricos en hierro de las coladas de lava de diferentes épocas indicaba que la posición de los polos paleomagnéticos había cambiado con el tiempo. Una representación de la posición del polo norte magnético con respecto a Europa reveló que, durante los últimos 500 millones de años, la posición del polo había migrado de manera gradual desde una posición próxima a Hawái hacia el norte a su localización actual, cerca del Polo Norte (Figura 2.10A). Esta era una prueba sólida a favor de que o bien los polos magnéticos habían migrado a lo largo del tiempo, una idea conocida como

[4] Algunos sedimentos y rocas sedimentarias contienen suficientes granos de mineral que contiene hierro que adquieren una cantidad medible de magnetización.

ENTENDER LA TIERRA

Alfred Wegener (1880-1930): explorador polar y visionario

RECUADRO 2.1

Alfred Wegener, explorador polar y visionario, nació en Berlín en 1889. Completó sus estudios universitarios en Heidelberg e Innsbruck. Aunque obtuvo su doctorado en astronomía (1905), también desarrolló un gran interés por la meteorología. En 1906, él y su hermano Kurt establecieron un récord de duración de vuelo en globo al permanecer en el aire durante 52 h, batiendo el récord anterior, de 17 h. Ese mismo año, se incorporó a una expedición danesa al noreste de Groenlandia, donde es posible que se planteara por primera vez la posibilidad de la deriva continental. Ese viaje marcó el inicio de una vida dedicada a la exploración de esta isla cubierta por hielo donde moriría unos 25 años después.

Tras su primera expedición a Groenlandia, Wegener regresó a Alemania en 1908 y obtuvo un puesto académico como profesor de meteorología y astronomía. Durante esta época, firmó un artículo sobre la deriva continental y escribió un libro sobre meteorología. Wegener volvió a Groenlandia entre 1912 y 1913 con su colega J. P. Koch para una expedición que distinguió a Wegener como la primera persona que hizo una travesía científica del núcleo glaciar de 1.200 km de la isla (Figura 2.A).

Poco después de su regreso de Groenlandia, Wegener se casó con Else Köppen, hija de Wladimir Köppen, un eminente climatólogo que desarrolló una clasificación de los climas del mundo que todavía hoy se utiliza. Poco después de su boda, Wegener combatió en la Primera Guerra Mundial, durante la que fue herido dos veces, pero permaneció en el ejército hasta el fin de la guerra. Durante su periodo de convalecencia, Wegener escribió su controvertido libro sobre la deriva continental titulado *The Origin of Continents and Oceans.* Wegener firmó las ediciones revisadas de 1920, 1922 y 1929.

Además de su pasión por encontrar pruebas que respaldaran la deriva continental, Wegener también escribió numerosos artículos científicos sobre meteorología y geofísica. En 1924 colaboró con su suegro, Köppen, en un libro sobre los cambios climáticos antiguos (paleoclimas).

En la primavera de 1930, Wegener partió a su cuarta y última expedición a su querida Groenlandia. Uno de los objetivos del viaje era establecer un campo centroglaciar (estación Eismitte) situado a 400 km de la costa occidental de Groenlandia, a una elevación de casi 3.000 m. Dado que el inusual mal tiempo entorpeció los intentos de establecer este puesto, solo llegó al campo una parte de los suministros necesarios para los dos científicos allí emplazados.

Como jefe de la expedición, Wegener dirigió un grupo de auxilio formado por el meteorólogo Fritz Lowe y trece groenlandeses para reabastecer la estación Eismitte. La abundante nieve y unas temperaturas inferiores a los –50 °C hicieron que todos los groenlandeses salvo uno regresaran al campo base. Wegener, Lowe y Rasmus Villumsen continuaron caminando.

Cuarenta días después, el 30 de octubre de 1930, Wegener y sus dos compañeros llegaron a la estación Eismitte. Incapaces de establecer comunicación con el campo base, los investigadores a quienes se creía desesperadamente necesitados de suministros, habían conseguido excavar una cueva en el hielo a modo de refugio e intentado alargar sus suministros durante todo el invierno. La heroica carrera para transportar suministros había sido innecesaria.

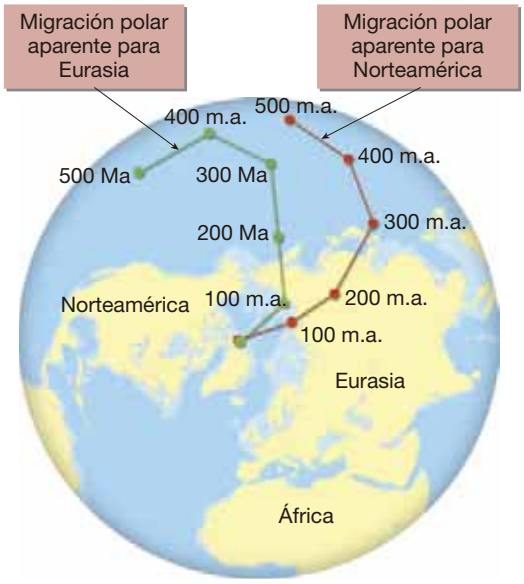
Lowe decidió pasar el invierno en Eismitte debido a su agotamiento y que tenía los miembros congelados. Sin embargo, se dijo que Wegener «parecía tan fresco, feliz y en forma como si se hubiera ido a dar un paseo». Dos días después, el 1 de noviembre de 1930, celebraron el 50° cumpleaños de Wegener y él y su compañero groenlandés, Rasmus Villumsen, empezaron su camino cuesta abajo, de regreso a la costa. Nunca llegaron.

Debido a la imposibilidad de mantener contacto entre las estaciones durante los meses de invierno, se creyó que ambos habían pasado el invierno en Eismitte. Si bien se desconocen la fecha y la causa exactas de la muerte de Wegener, un equipo de búsqueda encontró su cuerpo debajo de la nieve, aproximadamente a medio camino entre Eismitte y la costa. Como se sabía que Wegener estaba en buena forma física y en su cuerpo no había señales de traumatismos, inanición o exposición a la intemperie, se cree que pudo sufrir un ataque cardíaco mortal[1]. Se supone que Villumsen, el compañero groenlandés de Wegener, murió también durante el viaje, aunque nunca se encontraron sus restos.

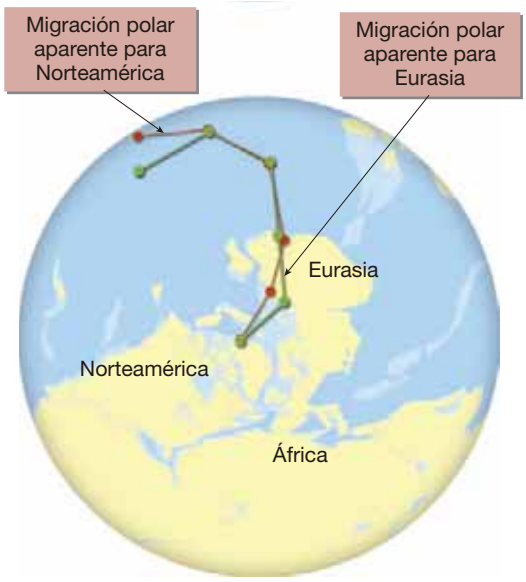
El equipo de búsqueda enterró a Wegener en la posición en la que le habían encontrado y, con mucho respeto, construyeron un monumento de nieve. Después, en el mismo lugar se erigió una cruz de hierro de 6 m. Desde hace tiempo todo ello ha desaparecido bajo la nieve y se ha acabado convirtiendo en una parte de este casquete glacial.

[1] Wegener era un gran fumador, lo que algunos han sugerido que contribuyó a su muerte.

FIGURA 2.A. Alfred Wegener esperando que pase el invierno ártico de 1912-1913 durante una expedición a Groenlandia, donde hizo una travesía de 1.200 km por la parte más amplia del casquete glacial de la isla (Foto cortesía de Bildarchiv Preussischer Kulturbesitz, Berlín).



A.



B.

FIGURA 2.10. Recorridos simplificados de migración aparente de los polos según se ha deducido de los datos paleomagnéticos de Norteamérica y Eurasia. **A.** El recorrido más occidental, determinado a partir de los datos procedentes de Norteamérica, se produjo por el movimiento hacia el oeste de Norteamérica desde Eurasia durante la ruptura de Pangea. **B.** Las posiciones de las trayectorias de migración cuando se reúnen las masas continentales.

deriva polar, o bien que las coladas de lava se movían: en otras palabras, Europa se había desplazado con respecto a los polos.

Aunque se sabe que los polos magnéticos se mueven en una trayectoria errática en torno a los polos geográficos, los estudios de paleomagnetismo de numerosos puntos demuestran que las posiciones de los polos magnéticos, cuya media se ha calculado durante miles de años, se corresponden estrechamente con las posiciones de los polos geográficos. Por consiguiente, una explicación más aceptable para las trayectorias de la aparente migración de los polos era la proporcionada por la hipótesis de Wegener. Si los polos magnéticos se mantienen estacionarios, su *movimiento aparente* es producido por la deriva de los continentes.

Unos pocos años después se obtuvo otra prueba a favor de la deriva continental cuando se representó una trayectoria de las migraciones polares para Norteamérica (*véase* Figura 2.10A). Se encontró que durante los 300 primeros años más o menos las trayectorias de Norteamérica y Europa eran similares en dirección, pero que estaban separadas por unos 5.000 km. Luego, durante la mitad de la era Mesozoica (hace 180 millones de años), empezaron a converger en el actual Polo Norte. Dado que el Océano Atlántico del norte tiene unos 5.000 km de ancho, la explicación a estas curvas fue que Norteamérica y Europa estuvieron juntas hasta el Mesozoico, cuando el Atlántico empezó a abrirse. A partir de ese momento, estos continentes se fueron separando continuamente. Cuando se vuelven a colocar Norteamérica y Europa en sus posiciones previas a la deriva, como se muestra en la Figura 2.10B, estas trayectorias de aparente migración coinciden.

Aunque los datos paleomagnéticos (medidas de campo magnético encerrado en las rocas antiguas) respaldaban con fuerza la hipótesis de la deriva continental, las técnicas utilizadas para extraerlos eran relativamente nuevas y no aceptadas por todos. Además, la mayoría de geólogos no estaban familiarizados con los resultados proporcionados por esos estudios. Pese a esos problemas, las pruebas paleomagnéticas restituyeron la deriva continental como un tema respetable de la investigación científica. ¡Había empezado una nueva era!

COMIENZO DE UNA REVOLUCIÓN CIENTÍFICA

Después de la Segunda Guerra Mundial, geólogos marinos equipados con sónar y financiados por la Oficina Norteamericana de Investigación Naval se embarcaron en un periodo de exploración oceanográfica sin precedentes. Durante las dos décadas siguientes, empezó a surgir una imagen mucho mejor del fondo oceánico. De estos estudios llegaría el descubrimiento de un **sistema de elevadas dorsales oceánicas** que serpentea por todos los principales océanos de una manera similar a las costuras de una pelota de béisbol. Uno de los segmentos de esta estructura interconectada se extiende por el centro del océano Atlántico y por ese motivo se la denomina *dorsal centroatlántica.*

En otras partes del océano se estaban haciendo también nuevos descubrimientos. Los estudios llevados a cabo en el Pacífico occidental demostraron que se producía

actividad sísmica a profundidades mucho mayores por debajo de las fosas submarinas que en otros ámbitos tectónicos. De igual importancia fue el hecho de que los dragados del fondo oceánico no descubrieron corteza oceánica con una edad superior a los 180 millones de años. Además, las acumulaciones de sedimentos en las cuencas oceánicas profundas eran sorprendentemente delgadas y no de miles de metros, tal como se había predicho. ¿Era la velocidad de sedimentación en el pasado geológico mucho menor de lo que es en la actualidad o era el fondo oceánico más joven de lo que se pensaba?

La hipótesis de la expansión del fondo oceánico

A principios de los años sesenta, Harry Hess, de la Universidad de Princeton, incorporó estos hechos recién descubiertos a una hipótesis que se denominó **expansión del fondo oceánico**. En el clásico artículo de Hess, el autor proponía que las dorsales oceánicas estaban localizadas sobre zonas de ascenso convectivo en el manto (Figura 2.11)[5]. A medida que el material que asciende alcanza la base de la litosfera, se expande lateralmente, transportando el fondo oceánico de una manera parecida a como se mueve una cinta transportadora alejándose de la cresta de la dorsal. En estos puntos, las fuerzas tensionales fracturan la corteza y proporcionan vías de intrusión magmática para generar nuevos fragmentos de corteza oceánica. Por tanto, a medida que el fondo oceánico se aleja de la cresta de la dorsal, va siendo sustituido por corteza recién formada. Hess propuso, además, que las ramas descendentes de estas corrientes de convección se producen en la proximidad de las fosas submarinas. Hess sugirió que estas son sitios donde la corteza oceánica es empujada de nuevo hacia el interior de la tierra. Como consecuencia, las porciones más antiguas del fondo oceánico se van consumiendo de manera gradual a medida que descienden hacia el manto. Como resumió un investigador, «¡no sorprende que el fondo oceánico sea joven, está siendo renovado constantemente!».

Hess presentó su artículo como un «ensayo en geopoesía», lo que reflejaba su consideración sobre la naturaleza especulativa de su idea. O, como otros han sugerido, quizás quería desviar la crítica de quienes seguían siendo hostiles a la deriva continental. En cualquier caso, su hipótesis proporcionó ideas específicas demostrables, lo que constituye la marca distintiva de la buena ciencia.

Con el establecimiento de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, Harry Hess había iniciado otra fase de esta revolución científica. Las pruebas

[5] Aunque Hess propuso que la convección en la Tierra consiste en corrientes ascendentes procedentes del manto profundo de debajo de las dorsales oceánicas, ahora es evidente que estas corrientes ascendentes son estructuras someras no relacionadas con la convección profunda del manto. Trataremos este tema en el Capítulo 13.

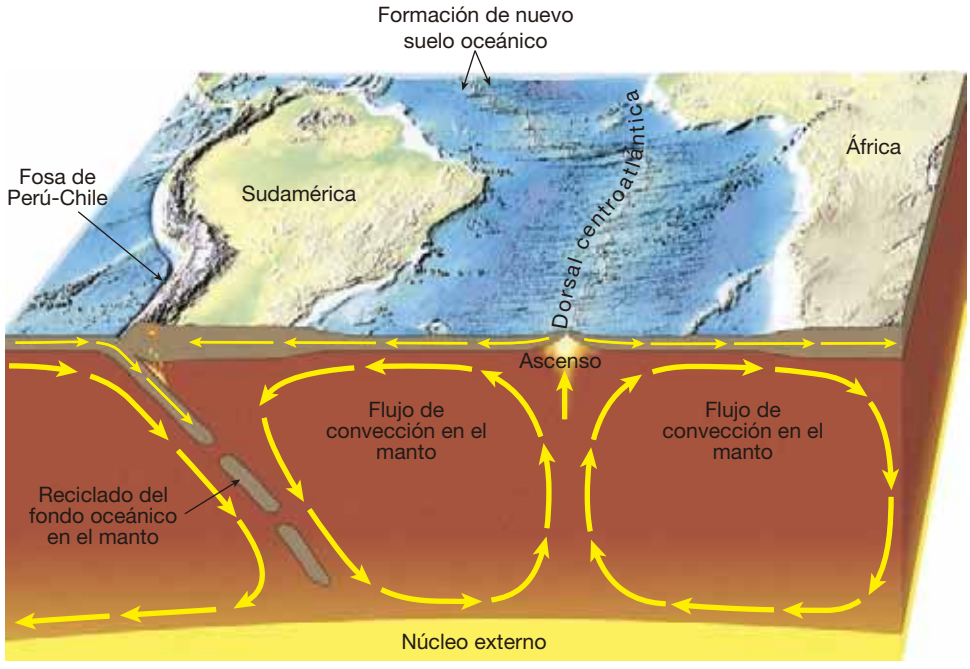


FIGURA 2.11. Expansión del fondo oceánico. Harry Hess propuso que la ascensión del material del manto a lo largo del sistema de dorsales centro oceánicas creaba nuevos fondos oceánicos. Hess también sugirió que el movimiento de convección del material del manto transporta el fondo oceánico de una manera parecida a como se mueve una cinta transportadora hasta las fosas submarinas, donde el fondo oceánico desciende al manto.

concluyentes que apoyaron esta idea procedieron unos pocos años después del trabajo de un joven estudiante de la Universidad de Cambridge, Fred Vine, y su supervisor, D. H. Matthews (*véase* Recuadro 2.2). La importancia de la hipótesis de Vine-Matthews radicaba en que conectó dos ideas que antes se consideraban no relacionadas: la hipótesis de la expansión del fondo oceánico y las inversiones magnéticas recién descubiertas.

Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico

Aproximadamente en la misma época en que Hess formuló el concepto de la expansión del fondo oceánico, los geofísicos descubrieron que, durante periodos de centenares de millares de años, el campo magnético de la Tierra cambia periódicamente de polaridad. Durante una **inversión geomagnética,** el polo norte magnético se convierte en el polo sur magnético, y viceversa. La lava que se solidifica durante uno de los periodos de polaridad inversa se magnetizará con la polaridad opuesta a la de las rocas que se están formando en la actualidad. Cuando las rocas muestran el mismo magnetismo que el campo magnético terrestre actual, se dice que tiene **polaridad normal,** mientras que las rocas que muestran el magnetismo opuesto se dice que tienen **polaridad invertida.**

Una vez confirmado el concepto de las inversiones magnéticas, los investigadores empezaron a establecer una escala temporal para esos sucesos. La tarea consistía en medir la polaridad magnética de numerosas coladas de lava y utilizar técnicas de datación radiométrica para establecer sus edades (Figura 2.12). En la Figura 2.13 se muestra la **escala de tiempo magnético** establecida para los últimos millones de años. Las

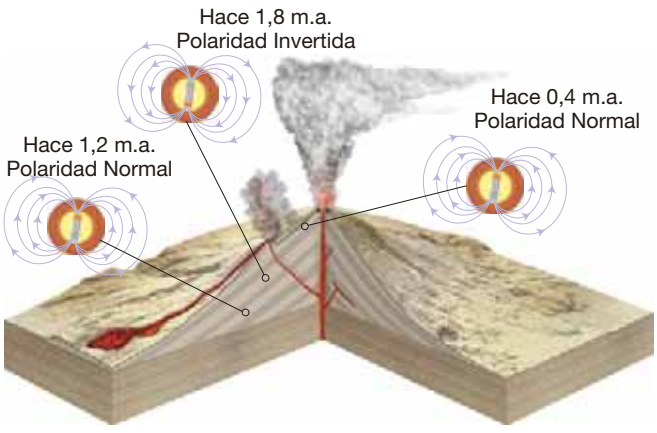


FIGURA 2.12. Ilustración esquemática del paleomagnetismo conservado en coladas de lava de varias edades. Se utilizaron datos paleomagnéticos procedentes de varios puntos del planeta para establecer la escala temporal de inversiones de polaridad mostrada en la Figura 2.13.

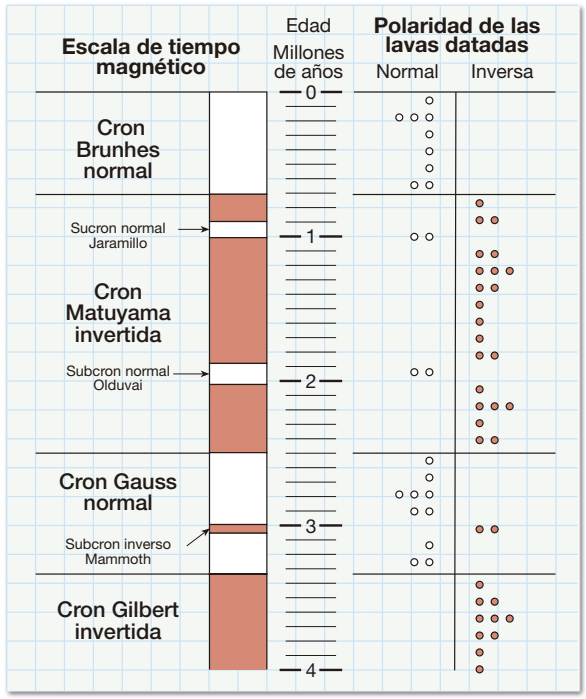


FIGURA 2.13. Escala temporal del campo magnético de la Tierra en el pasado reciente. Esta escala temporal se desarrolló estableciendo la polaridad magnética para coladas de lava de edad conocida (Datos de Allen Cox y G. B. Dalrymple).

divisiones principales de la escala de tiempo magnético se denominan *crones* y duran aproximadamente un millón de años. A medida que se dispuso de más mediciones, los investigadores se dieron cuenta de que se producen varias inversiones de corta duración (menos de 200.000 años) durante un cron.

Mientras, los oceanógrafos habían empezado a realizar estudios magnéticos del fondo oceánico junto con sus esfuerzos por cartografiar con detalle la topografía del fondo. Estos estudios magnéticos se consiguieron remolcando instrumentos muy sensibles, denominados **magnetómetros,** detrás de barcos de investigación. El objetivo de estos estudios geofísicos era cartografiar las variaciones de la intensidad del campo magnético de la Tierra provocadas por diferencias de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes de la corteza.

El primer estudio exhaustivo de este tipo fue llevado a cabo en la costa Pacífica de Norteamérica y se obtuvo un resultado inesperado. Los investigadores descubrieron bandas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad, como se muestra en la Figura 2.14. Este modelo relativamente simple de variación magnética desafió cualquier explicación hasta 1963, cuando Fred Vine y D. H. Matthews demostraron que las bandas de alta y baja intensidad respaldaban el concepto de Hess de expansión del fondo oceánico. Vine y Matthews sugirieron que las franjas de magnetismo de alta intensidad son regiones donde el paleomagnetismo de la corteza

FIGURA 2.14. Modelo de franjas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad descubierto en la costa del Pacífico de Norteamérica.

oceánica tiene polaridad normal (Figura 2.15). Por consiguiente, esas rocas *potencian* (refuerzan) el campo magnético de la Tierra. A la inversa, las franjas de baja intensidad son regiones donde la corteza oceánica está polarizada en la dirección inversa y, por consiguiente, *debilita* el campo magnético existente. Pero, ¿cómo se distribuyen franjas paralelas de roca con magnetización normal e invertida por todo el fondo oceánico?

Vine y Matthews razonaron que, conforme el magma se solidifica a lo largo de los estrechos rifts de la cresta de las dorsales oceánicas, se magnetiza con la polaridad del campo magnético existente (Figura 2.16). A causa de la expansión del fondo oceánico, la anchura de esta franja de corteza magnetizada aumentaría de una manera gradual. Cuando se produce una inversión de la polaridad del campo magnético de la Tierra, el fondo oceánico recién formado (con una polaridad inversa) se formaría en medio de la franja antigua. Gradualmente las dos partes de la franja antigua son transportadas en direcciones opuestas lejos de la cresta de la dorsal. Las inversiones posteriores construirían un modelo de franjas magnéticas normales e inversas como se muestra en la Figura 2.16. Dado que se van añadiendo nuevas rocas en cantidades iguales en los dos lados del fondo oceánico en expansión, cabe esperar que el modelo de franjas (tamaño y polaridad) encontrado en

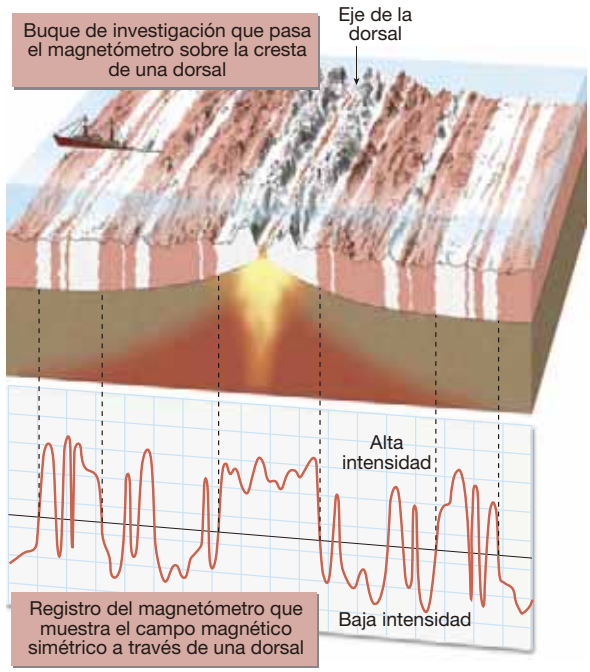


FIGURA 2.15. El fondo oceánico como una cinta registradora magnética. Las intensidades magnéticas se registran cuando se hace atravesar un magnetómetro sobre un segmento de la dorsal Centroatlántica. Nótense las bandas simétricas de magnetismo de alta y baja intensidad que corren paralelas a la cresta de la dorsal. Vine y Matthews sugirieron que las bandas de magnetismo de alta intensidad se producen donde las rocas oceánicas de magnetismo normal potencian el campo magnético existente. A la inversa, las bandas de baja intensidad son regiones donde la corteza está polarizada en la dirección inversa, lo que debilita el campo magnético existente.

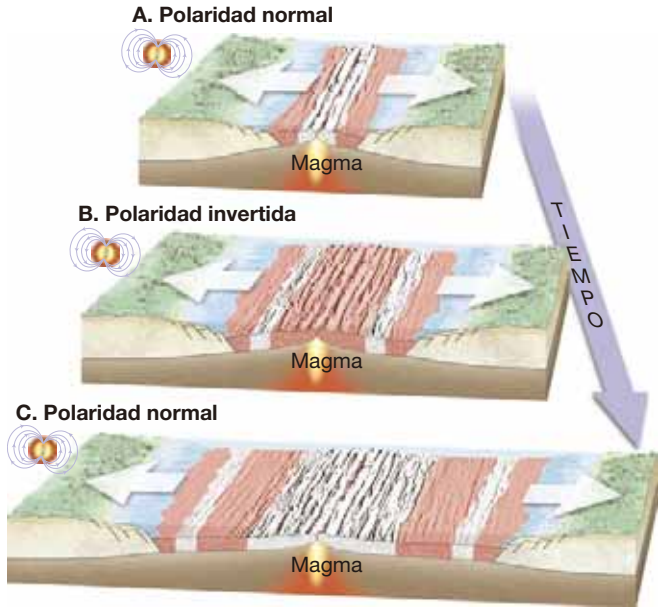


FIGURA 2.16. A medida que se añade nuevo basalto al fondo oceánico en las dorsales centro oceánicas, se magnetiza de acuerdo con el campo magnético existente en la Tierra. Por consiguiente, se comporta de forma parecida a una grabadora a medida que registra cada inversión del campo magnético de nuestro planeta.

un lado de la dorsal oceánica sea una imagen especular del otro lado. Unos pocos años después, un estudio a través de la dorsal centroatlántica justo al sur de Islandia reveló un modelo de franjas magnéticas que mostraban un grado considerable de simetría con respecto al eje de la dorsal.

A finales de los años sesenta la marea de la opinión científica había cambiado de rumbo. Sin embargo, siguió habiendo algo de oposición a la tectónica de placas durante al menos un decenio. No obstante, se había hecho justicia a Wegener y la revolución de la Geología se estaba aproximando a su final.

TECTÓNICA DE PLACAS: EL NUEVO PARADIGMA

PLATE TECTONICS
▸ Introduction

En 1968 se unieron los conceptos de deriva continental y expansión del fondo oceánico en una teoría mucho más completa conocida como **tectónica de placas** (*tekton* = construir). Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza suprayacente, se comporta como una capa fuerte y rígida, conocida como la **litosfera** (*lithos* = piedra, *sphere* = esfera), rota en segmentos, a los que se suele denominar *placas* (Figura 2.17). La litosfera es más delgada en los océanos, donde su grosor puede variar entre unos pocos kilómetros a lo largo del eje del sistema de dorsales oceánicas y unos 100 km en las cuencas oceánicas profundas. Por el contrario, la litosfera continental, por regla general, tiene un grosor superior a 100 km y puede extenderse a una profundidad de 200 a 300 km debajo de los cratones continentales estables.

La litosfera, a su vez, se encuentra por encima de una región más dúctil del manto, conocida como la **astenosfera** (*asthenos* = débil, *sphere* = esfera). Las temperaturas y presiones de la astenosfera superior (a una profundidad de 100 a 200 km) son tales que las rocas que allí se encuentran se aproximan mucho a sus temperaturas de fusión y, por consiguiente, responden al esfuerzo fluyendo. Como consecuencia, la capa exterior rígida de la Tierra se separa efectivamente de las capas inferiores, lo que le permite moverse con independencia.

FIGURA 2.17. Ilustración de las principales placas litosféricas de la Tierra.

ENTENDER LA TIERRA

La prioridad de las ciencias

RECUADRO 2.2

Suele darse la prioridad, o crédito, de una idea o descubrimiento científico al investigador, o grupo de investigadores, que publica primero sus descubrimientos en una publicación científica. Sin embargo, no es infrecuente que dos investigadores diferentes alcancen conclusiones parecidas casi a la vez. Dos ejemplos bien conocidos son los descubrimientos independientes de la evolución orgánica de Charles Darwin y Alfred Wallace, y el desarrollo del cálculo de Isaac Newton y Gottfried W. Leibniz. Del mismo modo, algunas de las ideas principales que condujeron a la revolución de la tectónica en las ciencias de la Tierra también fueron descubiertas independientemente por más de un grupo de investigadores.

Aunque la hipótesis de la deriva continental se asocia, correctamente, con el nombre de Alfred Wegener, no fue el primero que sugirió la movilidad continental. De hecho, Francis Bacon, en 1620, apuntaba las similitudes de los contornos de África y Sudamérica; sin embargo, no desarrolló más esta idea. Casi tres siglos más tarde, en 1910, dos años antes de que Wegener presentara sus ideas de una manera formal, el geólogo estadounidense F. B. Taylor publicó el primer artículo que esbozaba el concepto que ahora llamamos deriva continental.

Entonces, ¿por qué se atribuye esta idea a Wegener? Porque los artículos firmados por Taylor tuvieron un impacto relativamente pequeño entre la comunidad científica; Wegener no conocía el trabajo de Taylor. Por consiguiente, se cree que Wegener llegó a la misma conclusión simultáneamente y de una manera independiente. No obstante, es todavía más importante el hecho de que Wegener hizo grandes esfuerzos durante su vida profesional para proporcionar una gran cantidad de pruebas que respaldaran su hipótesis. Por el contrario, parece que Taylor se contentó con afirmar: «Existen muchos enlaces de unión que muestran que África y Sudamérica estuvieron unidas alguna vez». Además, mientras Taylor veía la deriva continental como una idea algo especulativa, Wegener estaba *seguro* de que los continentes habían ido a la deriva. De acuerdo con H. W. Menard en su libro *The Ocean of Truth,* a Taylor le incomodaba que sus ideas se asociaran con la hipótesis de Wegener. Menard cita a Taylor, que escribió: «Wegener era un joven profesor de meteorología. Algunas de sus ideas son muy distintas de las mías y fue demasiado lejos con su especulación».

Otra controversia relacionada con la prioridad apareció con el desarrollo de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico. En 1960, Harry Hess, de la Universidad de Princeton, escribió un artículo que resumía sus ideas sobre la expansión del fondo oceánico. En vez de darse prisa para publicarlo, envió copias del manuscrito a numerosos colegas, una práctica habitual entre los investigadores. Mientras tanto, y aparentemente de una manera independiente, Robert Dietz, de la Institución de Oceanografía Scripps, publicó un artículo similar en la respetada revista *Nature* (1961), titulado «Evolución de los continentes y la cuenca oceánica por expansión del fondo oceánico». Cuando Dietz conoció el artículo anterior no publicado de Hess, reconoció que la prioridad para la idea de la expansión del fondo oceánico era de Hess. Es interesante destacar que las ideas básicas del artículo de Hess aparecían, de hecho, en un libro de texto que Arthur Holmes escribió en 1944. Por tanto, la prioridad para la expansión del fondo oceánico debería pertenecer a Holmes. Sin embargo, tanto Dietz como Hess presentaron nuevas ideas que influyeron en el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas. Así, los historiadores asocian los nombres de Hess y Dietz con el descubrimiento de la expansión del fondo oceánico con menciones ocasionales a las contribuciones de Holmes.

Quizás el aspecto más controvertido de la prioridad científica relacionada con la tectónica de placas se produjo en 1963, cuando Fred Vine y D. H. Matthews publicaron su artículo que relacionaba la hipótesis de la expansión del fondo oceánico con los datos recién descubiertos sobre las inversiones magnéticas. No obstante, nueve meses antes, un artículo similar del geofísico canadiense L. W. Morley no fue aceptado para su publicación. Un revisor del artículo de Morley comentó: «Una especulación como esta es un tema de conversación interesante en una fiesta, pero no es el tipo de tema que debería publicarse bajo la protección científica seria». Al final, el artículo de Morley se publicó en 1964, pero ya se había establecido la prioridad y la idea se conoció como la hipótesis de Vine y Matthews. En 1971, N. D. Watkins escribió, acerca del artículo de Morley: «El manuscrito tenía desde luego un interés histórico sustancial, situándose como el artículo probablemente más significativo entre los artículos de Geología a los que se ha negado la publicación».

Las principales placas de la Tierra

La litosfera está compuesta por unos 20 segmentos de tamaños y formas irregulares, llamadas **placas litosféricas o tectónicas,** que están en constante movimiento unas con respecto a las otras. Como se muestra en la Figura 2.18, se reconocen siete placas principales. Estas placas, que representan el 94 por ciento del área de superficie de la Tierra, son la placa *Norteamericana, la Sudamericana, la del Pacífico, la Africana, la Euroasiática, la Australiana-India y la Antártica*. La mayor es la placa del Pacífico, que abarca una porción significativa de la cuenca del océano Pacífico. Las otras seis placas grandes incluyen un continente entero más una cantidad significativa de fondo oceánico. Obsérvese, en la Figura 2.18, que la placa Sudamericana abarca casi toda Sudamérica y aproximadamente la mitad del suelo del Atlántico sur. Esto constituye una importante diferencia con la hipótesis de la deriva continental de Wegener, quien propuso que los continentes se movían a través del fondo oceánico, no con él. Obsérvese también que ninguna de las placas está definida completamente por los márgenes de un único continente.

Las placas de tamaño mediano son la *Caribeña,* la de *Nazca*, la *Filipina*, la *Arábiga*, la de *Cocos*, la *Escocesa* y la de *Juan de Fuca*. Estas placas, con excepción de la placa Arábiga, están compuestas fundamentalmente por litosfera oceánica. Además, se han identificado diversas placas más pequeñas (*microplacas*), que no se muestran en la Figura 2.18.

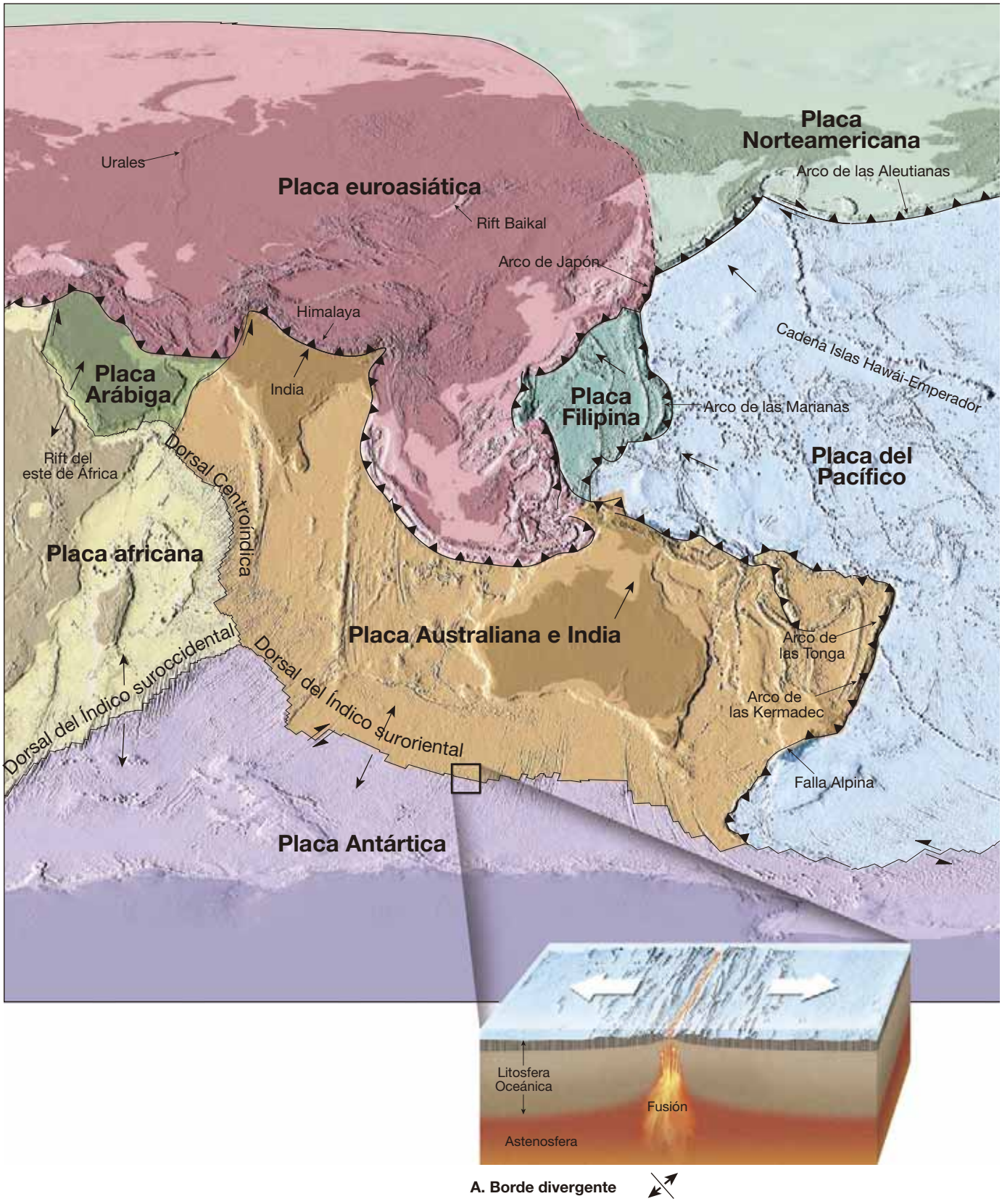
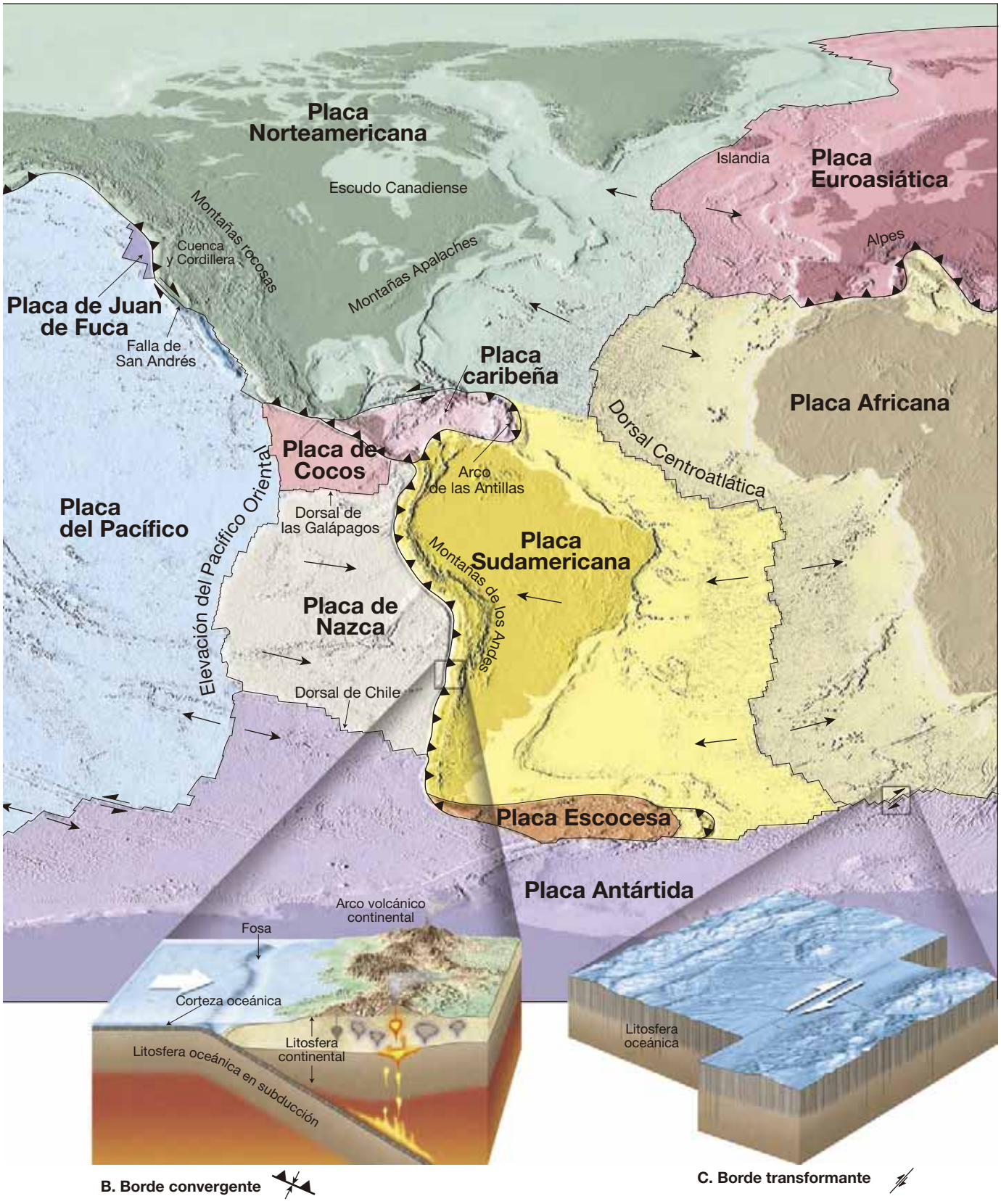


FIGURA 2.18. Un mosaico de las placas rígidas que constituyen la superficie externa de la Tierra (Tomado de W. B. Hamilton, U.S. Geological Survey).


Placa Norteamericana
Escudo Canadiense
Islandia
Placa Euroasiática
Montañas rocosas
Cuenca y Cordillera
Montañas Apalaches
Alpes
Placa de Juan de Fuca
Falla de San Andrés
Placa caribeña
Placa Africana
Placa de Cocos
Arco de las Antillas
Dorsal Centroatlántica
Placa del Pacífico
Elevación del Pacífico Oriental
Dorsal de las Galápagos
Placa Sudamericana
Montañas de los Andes
Placa de Nazca
Dorsal de Chile
Placa Escocesa
Placa Antártida
Arco volcánico continental
Fosa
Corteza oceánica
Litosfera continental
Litosfera oceánica en subducción
Litosfera oceánica
B. Borde convergente
C. Borde transformante

Bordes de placa

Uno de los principales fundamentos de la teoría de la tectónica de placas es que las placas se mueven como unidades semi-coherentes en relación con todas las demás placas. A medida que se mueven las placas, la distancia entre dos puntos situados sobre placas diferentes, como Nueva York y Londres, cambia de manera gradual mientras que la distancia entre puntos situados sobre la misma placa (Nueva York y Denver, por ejemplo) se mantiene relativamente constante.

Dado que las placas están en constante movimiento en relación con las demás, la mayoría de las principales interacciones entre ellas (y, por consiguiente, la mayor deformación) se produce a lo largo de sus *bordes*. De hecho, los bordes de placa se establecieron por primera vez representando las localizaciones de los terremotos y los volcanes. Las placas tienen tres tipos distintos de bordes, que se diferencian en función del tipo de movimiento que exhiben. Esos bordes se muestran en la parte inferior de la Figura 2.18 y se describen brevemente aquí:

1. **Bordes divergentes** (*bordes constructivos)*: donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso de material desde el manto para crear nuevo fondo oceánico (Figura 2.18A).
2. **Bordes convergentes** (*bordes destructivos*): donde dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta, para ser finalmente reabsorbida en el manto, o posiblemente la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso (Figura 2.18B).
3. **Bordes de falla transformante** (*bordes pasivos*): donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera (Figura 2.18C).

Los bordes de placa divergentes y convergentes representan cada uno alrededor del 40 por ciento de todos los bordes de placa. Las fallas transformantes representan el 20 por ciento restante. En las siguientes secciones se resumirá la naturaleza de los tres tipos de límites de placa.

BORDES DIVERGENTES

PLATE TECTONICS
▸ Divergent Boundaries

La mayoría de los **bordes divergentes** (*di* = aparte; *vergere* = moverse) se sitúa a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas y puede considerarse *bordes de placa constructivos*, dado que es donde se genera nuevo fondo oceánico (Figura 2.19). Los bordes divergentes también se denominan **centros de expansión**, porque la expansión del fondo oceánico se produce en estos bordes. Aquí, dos placas adyacentes se separan una de la otra, produciendo fracturas largas y estrechas en la corteza oceánica. Como resultado, la roca caliente del manto inferior migra hacia arriba y rellena los vacíos dejados a medida que la corteza se va separando. Este material fundido se va enfriando gradualmente para producir nuevas lonchas de fondo oceánico. De una manera lenta, aunque continua, las placas adyacentes se separan y se forma nueva litosfera oceánica entre ellas.

Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico

La mayoría de los bodes de placa divergentes está asociada con las *dorsales oceánicas*: áreas elevadas del fondo oceánico que se caracterizan por gran flujo caliente y vulcanismo. El sistema de dorsales global es la característica topográfica más larga sobre la superficie de la Tierra, superando los 70.000 km de longitud. Como se muestra en la Figura 2.18, se han nombrado varios segmentos del sistema de dorsales global: Dorsal Centroatlántica, Dorsal del Pacífico Oriental y Dorsal Centroíndica.

Representando el 20 por ciento de la superficie de la Tierra, el sistema de dorsales oceánicas serpentea a través de todas las principales cuencas oceánicas como la costura de una pelota de béisbol. Aunque la cresta de la dorsal oceánica suele ser de 2 a 3 km más alta que las cuencas oceánicas adyacentes, el término «dorsal» puede confundir, dado que esta estructura no es estrecha, al contrario, tiene anchuras que van desde 1.000 hasta más de 4.000 km. Además, a lo largo del eje de algunos segmentos de la dorsal hay una profunda estructura fallada denominada **valle de rift**. Esta estructura es una evidencia de que fuerzas tensionales están empujando activamente la corteza oceánica separándola de la cresta de la dorsal.

El mecanismo que actúa a lo largo del sistema de dorsales oceánicas para crear nuevo fondo oceánico se denomina, con toda propiedad, *expansión del fondo oceánico.* Las velocidades típicas de expansión del fondo oceánico son de un promedio de unos 5 cm al año. Esta es aproximadamente la velocidad a la que crecen las uñas de los dedos de los seres humanos. A lo largo de la dorsal centroatlántica se encuentran velocidades de expansión comparativamente lentas de 2 cm al año, mientras que en secciones de la dorsal del Pacífico oriental se han medido velocidades de expansión superiores a los 15 cm. Aunque estas velocidades de producción de fondo oceánico son lentas en una escala temporal humana, son, sin embargo, lo suficientemente rápidas como para haber generado todas las cuencas oceánicas de la Tierra durante los últimos 200 millones de años. De hecho, ningún fragmento del fondo oceánico que ha sido datado supera los 180 millones de años de antigüedad.

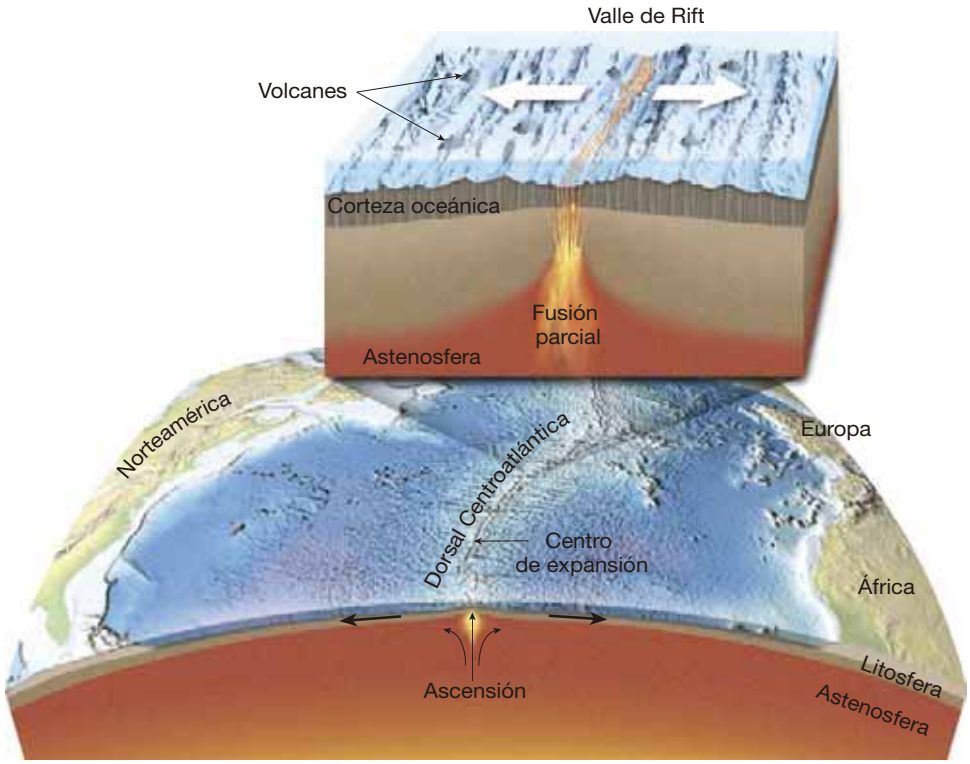


FIGURA 2.19. La mayoría de bordes de placa divergentes están situados a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas.

La razón principal de la posición elevada de la dorsal oceánica es que la corteza oceánica recién creada está caliente, lo cual la hace menos densa que las rocas más frías encontradas lejos del eje de la dorsal. En cuanto se forma nueva litosfera a lo largo de la dorsal oceánica, esta se separa de una manera lenta pero continua de la zona de afloramiento. Deben pasar unos 80 millones de años antes de que la temperatura se estabilice y la contracción cese. En este momento, la roca que había formado parte del sistema de dorsales oceánicas elevadas se sitúa en la cuenca oceánica profunda, donde queda enterrada por acumulaciones sustanciales de sedimentos.

Además, el enfriamiento provoca el fortalecimiento del material caliente situado directamente por debajo de la corteza oceánica, añadiéndose así al grosor de la placa. En otras palabras, el grosor de la litosfera oceánica depende de su antigüedad. Cuanto más antigua (más fría) es, mayor es su grosor. La litosfera oceánica que excede una edad de 80 millones de años es de unos 100 km: aproximadamente su grosor máximo.

La fragmentación continental

También pueden desarrollarse bordes de placa divergentes dentro de un continente, en cuyo caso, la masa continental puede escindirse en dos o más segmentos más pequeños separados por una cuenca oceánica. La fragmentación continental se produce donde fuerzas tectónicas opuestas actúan tirando de la litosfera para separarla. La etapa inicial de la fragmentación tiende a incluir el ascenso del manto que se asocia con un amplio abombamiento de la litosfera situada encima (Figura 2.20A). Como consecuencia, la litosfera se estira haciendo que las frágiles rocas de la corteza se rompan en bloques grandes. A medida que las fuerzas tectónicas siguen separando la corteza, estos fragmentos de la corteza se hunden, generando una depresión alargada denominada **rift continental** (Figura 2.20B).

Un ejemplo moderno de rift continental es el rift del África oriental (*véase* Figura 2.18, izquierda). Si este rift acabara tendría finalmente como consecuencia la ruptura de África lo cual es un tema de investigación continua. No obstante, el rift del África oriental es un excelente modelo del estadio inicial de la ruptura de un continente. Allí, las fuerzas tensionales han estirado y adelgazado la corteza, permitiendo que la roca fundida ascienda desde el manto. La evidencia de actividad volcánica reciente abarca varias grandes montañas volcánicas como el Kilimanjaro y el Monte Kenia, los picos más elevados de África. Las investigaciones sugieren que, si continúa la fragmentación, el valle del rift se alargará y aumentará de profundidad, extendiéndose al final fuera del margen de la masa de tierra (Figura 2.20C). Llegados a este punto, el valle se convertirá en un mar somero con una desembocadura al océano. El mar Rojo,

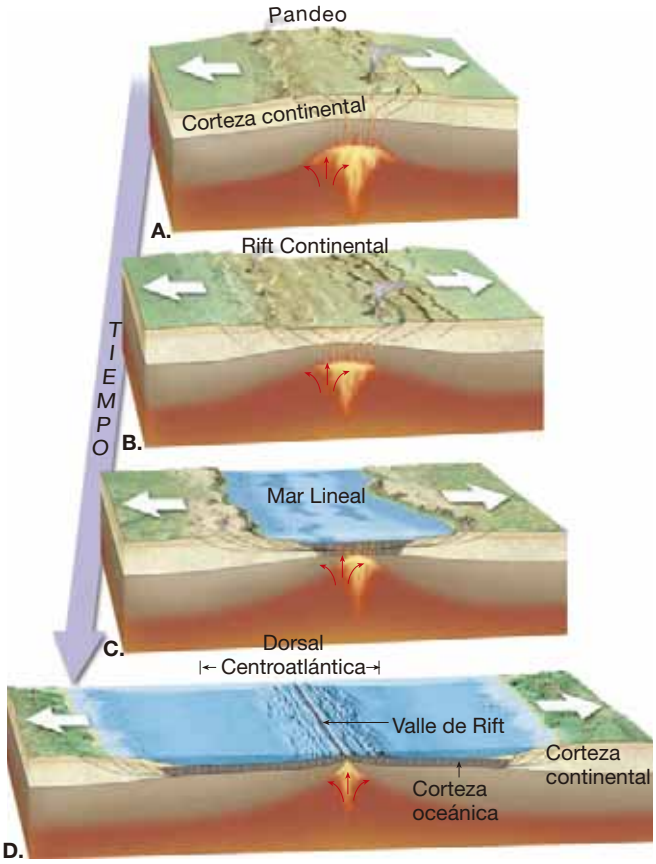


FIGURA 2.20. Fragmentación continental y formación de una nueva cuenca oceánica. **A.** La etapa inicial de la fragmentación continental suele incluir el ascenso en el manto que se asocia con la formación de un amplio domo en la litosfera. Las fuerzas tensionales y el ascenso de la litosfera caliente provocan la ruptura de la corteza en grandes láminas. **B.** Conforme la corteza se va separando, estos grandes bloques se hunden, generando un valle de rift continental. **C.** La posterior expansión genera un mar somero similar al actual Mar Rojo. **D.** Por fin, se crean una cuenca oceánica en expansión y un sistema de dorsales.

que se formó cuando la península Arábiga se escindió de África, es un ejemplo moderno de esta característica. Por consiguiente, el mar Rojo nos proporciona una perspectiva de cuál era el aspecto del océano Atlántico en su infancia (Figura 2.20D).

BORDES CONVERGENTES

PLATE TECTONICS
▸ Convergent Boundaries

Constantemente se está produciendo nueva litosfera en las dorsales oceánicas; sin embargo, el tamaño de nuestro planeta no aumenta: su superficie total permanece constante. Se mantiene un equilibrio, porque las porciones más densas y antiguas de la litosfera oceánica descienden al manto a una velocidad igual a la de producción del fondo oceánico. Esta actividad ocurre a lo largo de los **bordes convergentes** (*con* = junto; *vergere* = moverse), donde dos placas se mueven una hacia la otra y el borde frontal de una de ellas se dobla hacia abajo, a medida que se desliza por debajo de la otra.

Los bordes convergentes también se denominan **zonas de subducción** porque son lugares donde la litosfera desciende (es subducida) hacia el manto. La subducción se produce porque la densidad de la placa tectónica descendente es mayor que la de la astenosfera subyacente. En general, la litosfera oceánica es más densa que la astenosfera, mientras que la litosfera continental es menos densa y resiste la subducción. Por consiguiente, solo la litosfera oceánica será subducida a grandes profundidades.

Las **fosas submarinas** son las manifestaciones superficiales producidas a medida que la litosfera oceánica desciende hacia el manto. Estas grandes depresiones lineales son notablemente largas y profundas. La fosa Perú-Chile a lo largo de la costa occidental de Sudamérica tiene una longitud superior a los 4.500 km y su base se encuentra hasta 8 km por debajo del nivel del mar. Las fosas del Pacífico occidental, entre ellas la fosa de las Marianas y la de Tonga, tienden a ser incluso más profundas que la del Pacífico oriental.

Las capas de litosfera oceánica descienden en el manto a ángulos que van desde unos pocos grados a casi la vertical (90 grados). El ángulo al que la litosfera oceánica desciende depende en gran medida de su densidad. Por ejemplo, cuando un centro de expansión está localizado cerca de la zona de subducción, como ocurre a lo largo de la fosa Perú-Chile, la litosfera subducente es joven y, por consiguiente, caliente y con alta flotación. Debido a ello, el ángulo de descenso es pequeño, lo que genera una interacción considerable entre la placa descendente y la placa superior. Por consiguiente, la región situada en torno a la fosa Perú-Chile experimenta grandes terremotos, entre ellos el terremoto chileno de 1960, el mayor registrado.

A medida que la litosfera envejece (se aleja del centro de expansión) se va enfriando gradualmente, aumentando su grosor y su densidad. En lugares del Pacífico occidental, alguna parte de la litosfera oceánica tiene 180 millones de años de antigüedad. Se trata de la más gruesa y la más densa de los océanos actuales. Las láminas muy densas de esta región descienden normalmente en el manto en ángulos de casi 90 grados. Esto explica en gran medida el hecho de que la mayoría de las fosas del Pacífico occidental sean más profundas que las fosas del Pacífico oriental.

Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, poseen rasgos muy variables. Cada una está controlada por el tipo de material de la corteza que interviene y por el ambiente tectónico. Los bordes convergentes pueden formarse entre *dos placas oceánicas*, *una placa oceánica y una continental* o *dos placas continentales*.

Convergencia oceánica-continental

Dondequiera que el borde frontal de una placa con corteza continental converja con una capa de litosfera oceánica, el bloque continental flotante seguirá «flotando», mientras que la placa oceánica más densa se hundirá en el manto (Figura 2.21A). Cuando una placa oceánica descendente alcanza una profundidad de unos 100 km, se desencadena la fusión dentro de la cuña de la astenosfera caliente suprayacente. Pero ¿cómo la subducción de una capa fría de litosfera oceánica provoca la fusión de la roca del manto? La respuesta reside en el hecho de que los componentes volátiles actúan igual que sal en la fusión del hielo. Es decir, la roca «húmeda», en un ambiente de alta presión, se funde a temperaturas sustancialmente inferiores que la roca «seca» de la misma composición.

Los sedimentos y la corteza oceánica contienen una gran cantidad de agua que es transportada a grandes profundidades por una placa en subducción. A medida que la placa se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de los espacios porosos de la roca. A una profundidad aproximada de 100 km, la cuña de roca del manto está lo suficientemente caliente como para que la introducción de agua provoque algo de fusión. Se cree que este proceso, denominado **fusión parcial**, genera alrededor del 10 por ciento del material fundido, que se entremezcla con la roca del manto no fundida. Al ser menos denso que el manto que la rodea, este material móvil y caliente asciende de una manera gradual hacia la superficie. Según el entorno, estas masas de roca fundida derivadas del manto pueden ascender a través de la corteza y provocar una erupción volcánica. Sin embargo, mucho de este material nunca alcanza la superficie; antes bien, se solidifica en profundidad, un proceso que aumenta el grosor de la corteza.

Los volcanes de los imponentes Andes son el producto de roca fundida generada por la subducción de la placa de Nazca por debajo del continente sudamericano (Figura 2.21B). Sistemas montañosos, como los Andes, que se producen en parte por la actividad volcánica asociada con la subducción de la litosfera oceánica, se denominan **arcos volcánicos continentales**. La cordillera Cascade de Washington, Oregón y California es otro ejemplo que consiste en varias montañas volcánicas bien conocidas, entre ellas el monte Rainier, el monte Shasta y el monte Santa Helena. Este arco volcánico activo también se extiende hasta Canadá, donde incluye el monte Garibaldi y el monte Silverthrone, entre otros.

Convergencia oceánica-oceánica

Un borde convergente oceánico-oceánico tiene muchos rasgos en común con los bordes de placa oceánico-continental. Cuando convergen dos placas oceánicas, una desciende por debajo de la otra, iniciando la actividad volcánica por el mismo mecanismo que actúa en todas las zonas de subducción (Figura 2.22A). El agua expulsada de la capa de litosfera oceánica subducente provoca la fusión en la cuña caliente de roca de manto

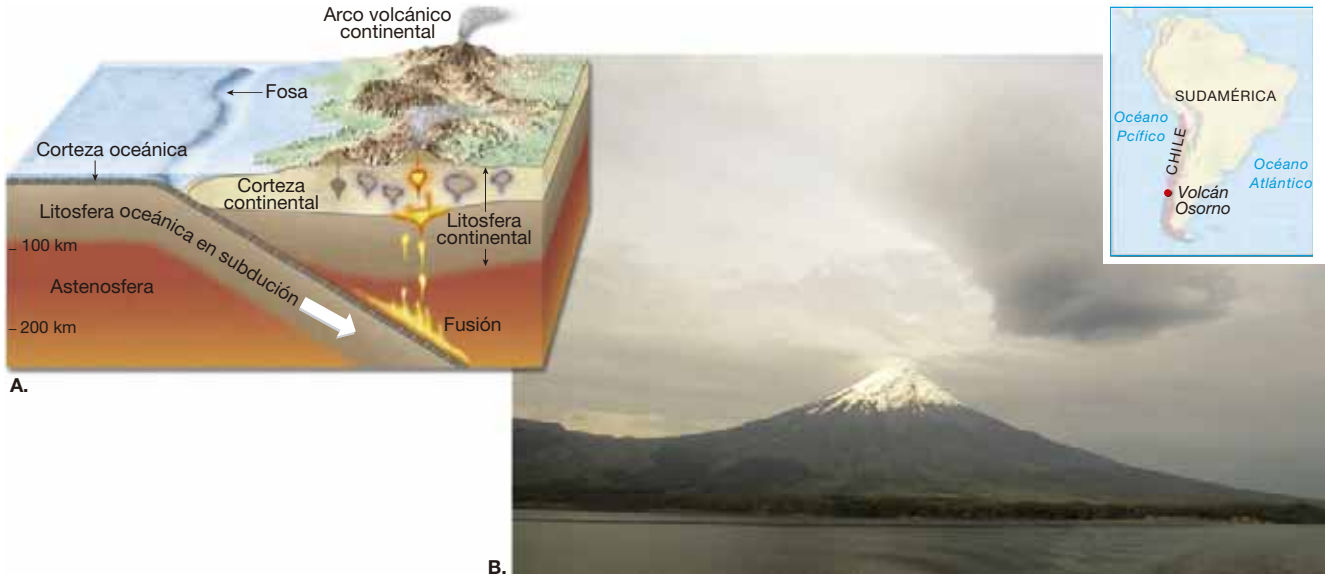


FIGURA 2.21. Borde de placas convergente oceánico-continental. **A.** Ilustración de litosfera oceánica densa que subduce debajo de un bloque continental flotante. La fusión en la astenosfera provoca que la roca fundida ascienda hacia la superficie. Esta actividad produce una cadena de estructuras volcánicas que se acumulan en la masa continental suprayacente, denominado arco volcánico continental. **B.** El volcán Osorno es uno de los más activos del sur de los Andes chilenos, que ha hecho erupción 11 veces entre 1575 y 1869. Localizado en la costa del Lago Llanquihue, Osorno es de aspecto similar al Monte Fuji, Japón (Foto de Michael Collier).

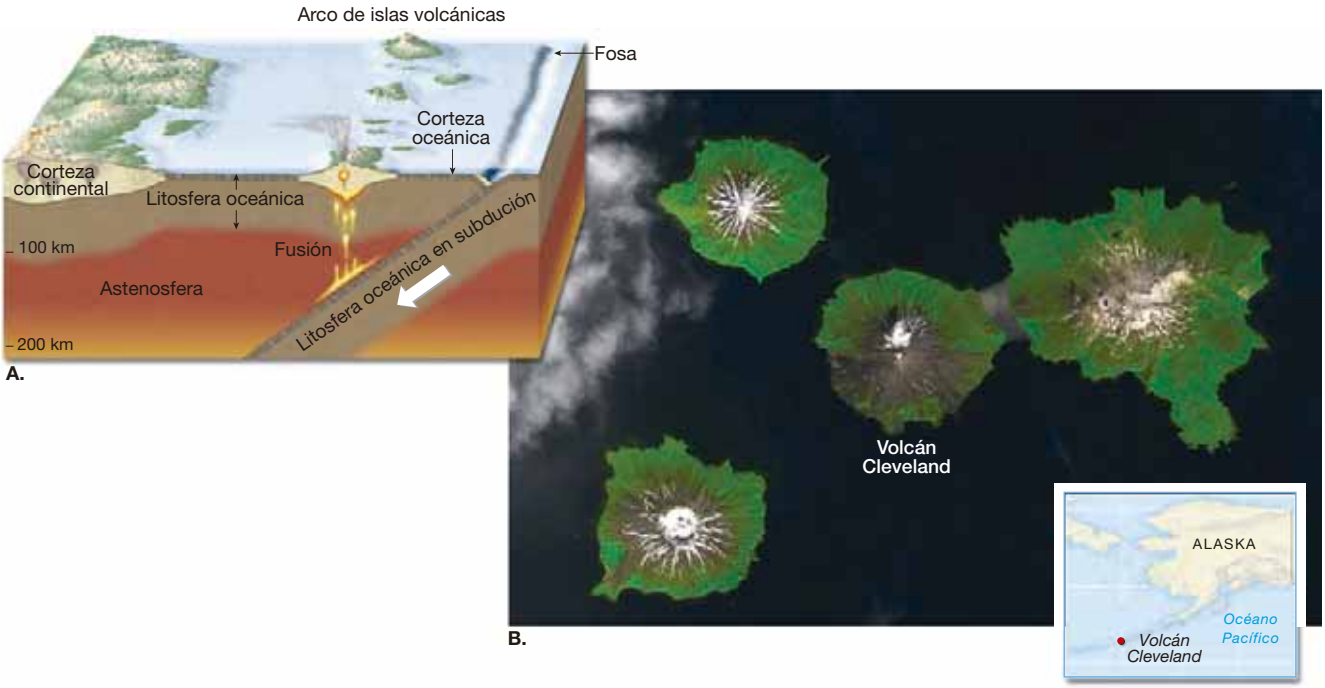


FIGURA 2.22. Bordes de placa convergentes océano-océano. **A.** Cuando las placas oceánicas convergen, una desciende debajo de la otra, iniciando actividad volcánica en la placa suprayacente. En esta situación se crea un arco de islas volcánicas. **B.** Estas cuatro estructuras volcánicas son parte de las islas Aleutianas, una cadena de volcanes activos y durmientes alimentados por magma creado por subducción de la placa del Pacífico. Recientemente se han observado plumas de vapor emanando del volcán Cleveland (centro), evidencia de actividad reciente (Foto por cortesía de la NASA).

suprayacente. En este marco, los volcanes crecen desde el fondo oceánico antes que sobre una plataforma continental. Cuando la subducción se mantiene, acabará por construir cadenas de estructuras volcánicas lo suficientemente grandes como para emerger como islas. Las islas volcánicas suelen estar separadas aproximadamente 80 km. Esta tierra recién formada que consiste en una cadena en forma de arco de islas volcánicas se denomina **arco de islas volcánicas**, o simplemente **arco de islas** (Figura 2.22B).

Las islas Aleutianas, las Marianas y las Tonga, son ejemplos de arcos de islas volcánicas relativamente jóvenes. Los arcos de islas están localizados generalmente a 100-300 km de una fosa submarina. Adyacentes a los arcos de islas antes mencionados se encuentran la fosa de las Aleutianas, la fosa de las Marianas y la fosa de las Tonga.

La mayoría de los arcos de islas volcánicas está localizada en el Pacífico occidental. Solo dos están localizados en el Atlántico: el arco de las Antillas Menores, en el margen oriental del mar Caribe, y las Islas Sandwich, ubicadas en la punta de Sudamérica. Las Antillas Menores son el producto de la subducción del fondo oceánico atlántico debajo de la placa Caribeña. Localizados dentro de este arco se encuentran los Estados Unidos y las Islas Vírgenes Británicas, así como la Isla de La Martinica, donde la montaña Pelée hizo erupción en 1902 destruyendo la ciudad de San Pedro y cobrándose una cantidad estimada en 28.000 vidas humanas. Esta cadena de islas incluye también la Isla de Montserrat, donde se ha producido actividad volcánica reciente[6].

Los arcos de islas volcánicas relativamente jóvenes son estructuras bastante simples constituidas por numerosos conos volcánicos que se extienden sobre corteza oceánica, en general, con un grosor inferior a los 20 km. Por el contrario, los arcos de islas más antiguos son más complejos y tienen por debajo corteza muy deformada que puede alcanzar 35 km de grosor. Son ejemplos las islas que constituyen los países de Japón, Indonesia y las Filipinas. Estos arcos de islas se formaron sobre el material generado por episodios de subducción anteriores o sobre pequeños fragmentos de corteza continental.

Convergencia continental-continental

El tercer tipo de borde convergente se produce cuando una masa de tierra se mueve hacia el margen de

[6] En el Capítulo 5 encontrará más información sobre estos acontecimientos volcánicos.

otra por la subducción del fondo oceánico que interviene (Figura 2.23A). Mientras la litosfera oceánica tiende a ser densa y se hunde en el manto, la flotabilidad de la litosfera continental impide que sea subducida. Por consiguiente, se produce una colisión entre dos fragmentos continentales convergentes (Figura 2.23C). Este acontecimiento pliega y deforma la acumulación de sedimentos y las rocas sedimentarias a lo largo de los márgenes continentales como si estuvieran colocados en un torno gigantesco. El resultado es la formación de una nueva cordillera montañosa compuesta por rocas sedimentarias y metamórficas deformadas que a menudo contienen láminas de corteza oceánica.

A veces los alumnos preguntan...

¿Los continentes volverán a unirse y formarán una sola masa continental algún día?

Sí, es muy probable que los continentes acaben uniéndose otra vez, pero no será pronto. Dado que todos los continentes se encuentran en el mismo cuerpo planetario, hasta ahora existe un solo continente que pueda viajar antes de colisionar con otra masa continental. Las investigaciones recientes sugieren que puede formarse un supercontinente una vez cada 500 millones de años aproximadamente. Puesto que han pasado unos 200 millones de años desde la fragmentación de Pangea, nos quedan solo unos 300 millones de años hasta que se forme el próximo supercontinente.

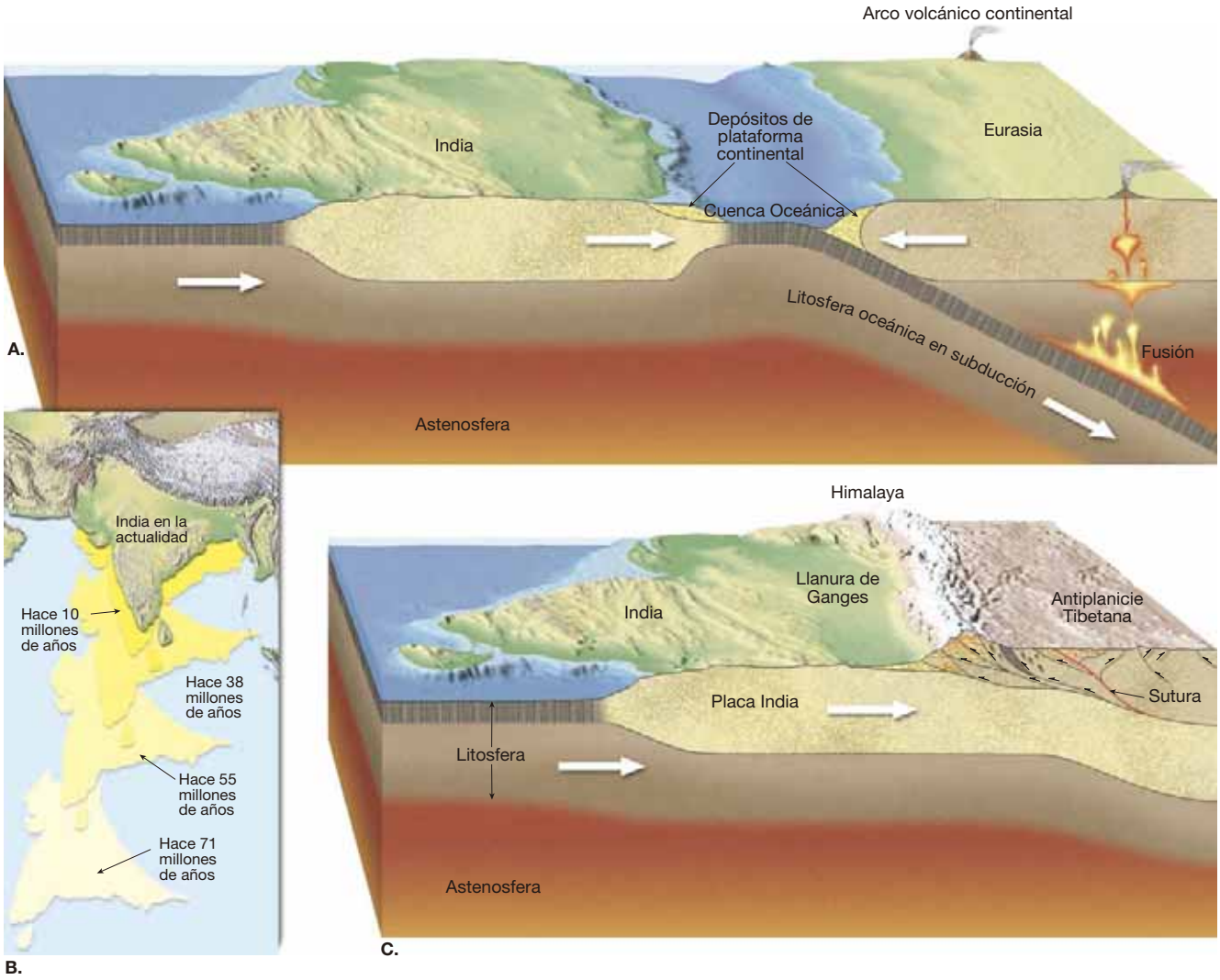


FIGURA 2.23. La colisión en curso de India y Asia, que empezó hace unos 45 millones de años, produjo el majestuoso Himalaya. **A.** A medida que la India migraba hacia el norte, el océano intermedio se cerró cuando el fondo oceánico subducía debajo de Eurasia. **B.** Posición de la India en relación con Eurasia en varios momentos (modificado según Peter Molnar). **C.** Al final, las dos masas continentales colisionaron, deformando y elevando los sedimentos que habían sido depositados a lo largo de sus bordes continentales. Además, fragmentos de rocas de la corteza se superpusieron a las placas que colisionaban.

Una colisión como esta empezó hace unos 50 millones de años cuando el subcontinente de India «embistió» Asia y produjo el Himalaya: la cordillera montañosa más espectacular de la Tierra (Figura 2.23C). Durante esta colisión, la corteza continental se abombó y se fracturó y, en general, se acortó y engrosó. Además del Himalaya, otros diversos sistemas montañosos importantes, entre ellos los Alpes, los Apalaches y los Urales, se formaron cuando colisionaron fragmentos continentales. (Este tema se considerará con más detalle en el Capítulo 14).

BORDES DE FALLA TRANSFORMANTE

PLATE TECTONICS
▸ Transform Fault Boundaries

A lo largo de una **falla transformante** (*trans* = a través de; *forma* = forma) las placas se deslizan horizontalmente una al lado de la otra sin producir ni destruir litosfera (*bordes de placa pasivos).* La naturaleza de las fallas transformantes la descubrió el geólogo canadiense H. Tuzo Wilson (1965), quien propuso que esas grandes fallas conectan dos centros de expansión (bordes divergentes) o, con menos frecuencia, dos fosas (bordes convergentes). La mayoría de las fallas transformantes se encuentran en el fondo oceánico (Figura 2.24). Aquí, «desplazan» segmentos del sistema de dorsales oceánicas, produciendo un margen de placa escalonado. Nótese que la forma en zigzag de la dorsal Centroatlántica en la Figura 2.18 refleja aproximadamente la forma de la fragmentación original que provocó la ruptura del supercontinente de Pangea. (Compare las formas de los márgenes continentales de las masas de tierra a ambos lados del Atlántico con la forma de la dorsal Centroatlántica.)

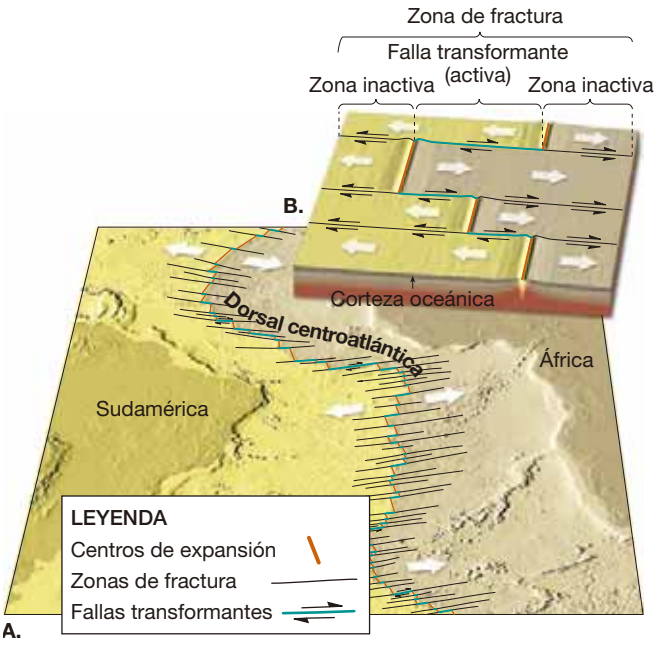


FIGURA 2.24. Bordes de falla transformante. **A.** La mayoría de las fallas transformantes desplazan segmentos de un centro de expansión, produciendo un margen de placa en escalones. La forma zigzagueante de la dorsal Centroatlántica refleja aproximadamente la forma de la zona de fragmentación que produjo la ruptura de Pangea. **B.** Las zonas de fractura son fracturas largas y estrechas en el fondo oceánico que son casi perpendiculares a los segmentos de la dorsal desplazados. Incluyen la falla transformante activa y su rastro «fosilizado», donde se yuxtaponen edades diferentes. Los desplazamientos entre los segmentos de la dorsal (fallas transformantes) no cambian de longitud con el tiempo.

Normalmente las fallas transformantes son parte de unas líneas prominentes de rotura en el fondo oceánico conocidas como **zonas de fractura**, que abarcan las fallas transformantes activas y sus extensiones inactivas en el interior de las placas (Figura 2.24B). Las fallas transformantes activas se encuentran *solo entre* los dos segmentos desplazados de la dorsal y son definidas generalmente por terremotos débiles y someros. Aquí, el fondo oceánico producido en un eje de la dorsal se desplaza en la dirección opuesta al fondo oceánico generado en un segmento opuesto de la dorsal. Entonces, entre los segmentos de la dorsal estas placas adyacentes de corteza oceánica se rozan conforme se desplazan a lo largo de la falla. Más allá de las crestas de la dorsal hay zonas inactivas, donde las fracturas se conservan como depresiones topográficas lineales. La tendencia de estas zonas de fractura es aproximadamente paralela a la dirección del movimiento de la placa en el momento de su formación. Por tanto, estas estructuras pueden utilizarse para cartografiar la dirección del movimiento de las placas en el pasado geológico.

Otro papel de las fallas transformantes es proporcionar el medio mediante el cual la corteza oceánica creada en las crestas de la dorsal puede ser transportada a una zona de destrucción, las fosas submarinas. En la Figura 2.25 se ilustra esta situación. Obsérvese que la placa de Juan de Fuca se mueve en dirección sureste, y es finalmente subducida bajo la costa occidental de Estados Unidos. El extremo sur de esta placa está limitado por una falla transformante denominada falla de Mendocino. Este borde transformante conecta la dorsal de Juan de Fuca con la zona de subducción de Cascade. Por consiguiente, facilita el movimiento del material de la corteza creado en la dorsal Juan de Fuca hasta su destino, debajo del continente norteamericano.

Como la falla de Mendocino, la mayoría de los bordes de falla transformantes está localizada dentro de las cuencas oceánicas; sin embargo, unas pocas atraviesan la corteza continental. Dos ejemplos son la falla de San Andrés, en California, con tendencia a los terremotos, y la falla Alpina, en Nueva Zelanda. Obsérvese en la Figura 2.25 que la falla de San Andrés conecta un centro

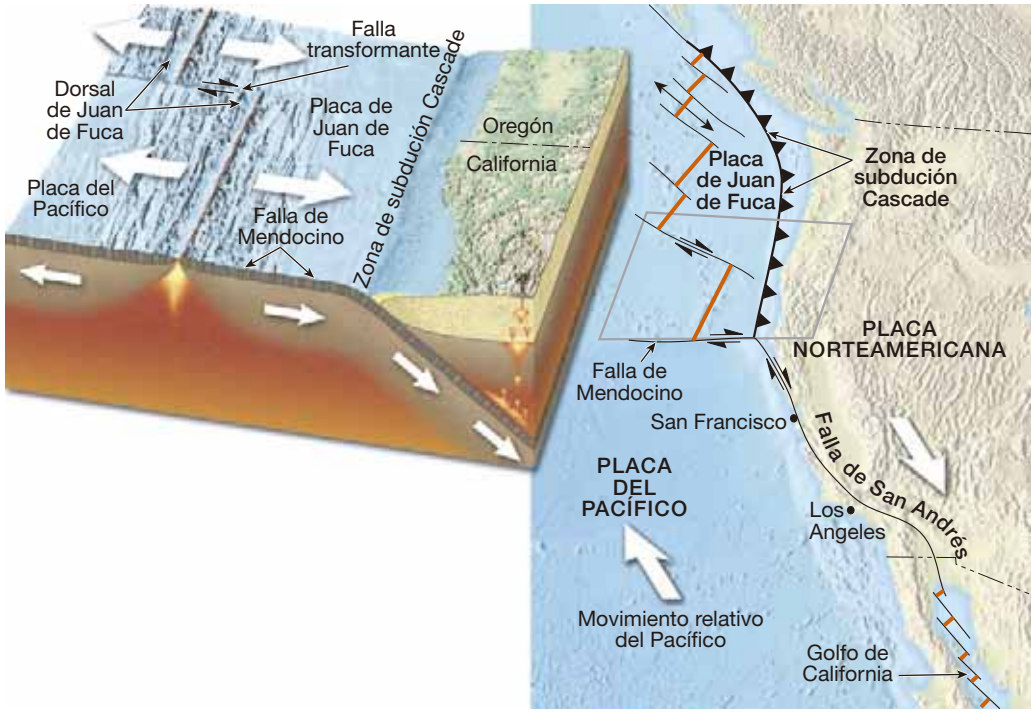


FIGURA 2.25. La falla transformante Mendocino permite el movimiento hacia el sur del fondo oceánico generado en la dorsal de Juan de Fuca sobrepasando la placa Pacífica y por debajo de la placa Norteamericana. Por tanto, esta falla transformante conecta un centro de expansión (borde divergente) con una zona de subducción (borde convergente). Además, la falla de San Andrés, también una falla transformante, conecta dos centros de expansión: la dorsal de Juan de Fuca y una zona divergente localizada en el Golfo de California.

de expansión localizado en el golfo de California con la zona de subducción Cascade y la falla de Mendocino, localizada a lo largo de la costa noroccidental de Estados Unidos. A lo largo de la falla de San Andrés, la placa del Pacífico se mueve hacia el noroeste, pasada la placa de Norteamérica (Figura 2.26). Si este movimiento continúa, esta parte de California al oeste de la zona de falla, que abarca la península de la Baja California de México, se convertirá en una isla separada de la costa occidental de Estados Unidos y Canadá. Podrá finalmente alcanzar Alaska. Sin embargo, una preocupación más inmediata es la actividad sísmica desencadenada por los movimientos ocurridos a lo largo de este sistema de fallas.

¿CÓMO CAMBIAN LAS PLACAS Y LOS BORDES DE PLACA?

Aunque la superficie total de la Tierra no cambia, el tamaño y la forma de las placas individuales están cambiando constantemente. Por ejemplo, las placas Antártica y Africana están casi por completo rodeadas por bordes divergentes, sitios de producción de fondo oceánico. Por tanto, estas placas están aumentando de tamaño a medida que se añade nueva litosfera a sus bordes. Por el contrario, la placa del Pacífico está siendo consumida hacia el manto a lo largo de sus flancos septentrional y occidental mucho más deprisa de lo que crece a lo largo de la dorsal del Pacífico este y, por consiguiente, su tamaño se está reduciendo.

Otra consecuencia del movimiento de las placas es que los bordes también migran. Por ejemplo, la posición de la fosa Perú-Chile, que es consecuencia de que la placa Nazca está siendo inclinada hacia abajo conforme desciende por debajo de la placa Sudamericana, ha cambiado con el tiempo (*véase* Figura 2.18). Debido a la deriva hacia occidente de la placa Sudamericana con respecto a la de Nazca, la posición de la fosa Perú-Chile ha migrado también en dirección hacia occidente.

También pueden crearse o destruirse bordes de placa en respuesta a cambios en las fuerzas que actúan sobre la litosfera. Recordemos que el Mar Rojo se localiza en un centro de expansión relativamente nuevo. Empezó a formarse hace menos de 20 millones de años cuando la península Arábiga empezó a separarse de África. En otras localizaciones, placas que transportan corteza continental están moviéndose en la actualidad unas hacia otras. Es posible que, finalmente, esos fragmentos continentales colisionen y se junten. Esto podría ocurrir, por ejemplo, en el Pacífico sur, donde Australia está desplazándose al norte hacia el sur de Asia. Si Australia continuara su migración hacia el norte, el borde que la separa de Asia desaparecería al convertirse estas placas en una sola (Recuadro 2.3).

FIGURA 2.26. A lo largo de la falla de San Andrés, la placa del Pacífico se mueve hacia el noroeste en relación con la placa Norteamericana. Esta vista aérea muestra el desplazamiento del canal seco de Wallace Creek cerca de Taft, California (Foto de Michael Collier).

COMPROBACIÓN DEL MODELO DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

Algunas de las pruebas que respaldan la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se han presentado ya. Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, los investigadores empezaron a comprobar este nuevo modelo de cómo funciona la Tierra. Pese a que se obtuvieron nuevos datos que la apoyaban, eran las nuevas interpretaciones de los datos ya existentes las que, a menudo, inclinaron la corriente de opinión.

Pruebas procedentes de sondeos oceánicos

Algunas de las pruebas más convincentes para la expansión del fondo oceánico procedieron del Deep Sea Drilling Project, que duró desde 1968 hasta 1983. Uno de los primeros objetivos era recoger muestras

ENTENDER LA TIERRA

Fragmentación de Pangea

RECUADRO 2.3

Wegener utilizó las pruebas procedentes de fósiles, tipos de rocas y climas antiguos para crear un ajuste de los continentes en forma de rompecabezas, creando así su supercontinente, Pangea. De una manera similar, pero utilizando herramientas modernas de las que carecía Wegener, los geólogos han recreado las etapas de la fractura de este supercontinente, un acontecimiento que empezó hace cerca de 180 millones de años. A partir de este trabajo, se han establecido bien las fechas en las que fragmentos individuales de corteza se separaron unos de otros y también sus movimientos relativos (Figura 2.B).

Una consecuencia importante de la fractura de Pangea fue la creación de una «nueva» cuenca oceánica: el Atlántico. Como se puede ver en la parte B de la Figura 2.B, la separación del supercontinente no fue simultánea a lo largo de los bordes del Atlántico. Lo primero que se separó fueron Norteamérica y África.

Allí, la corteza continental estaba muy fracturada, lo que proporcionaba vías para que grandes cantidades de lava fluida alcanzaran la superficie. Restos de esas lavas se encuentran a lo largo del borde litoral oriental de los Estados Unidos, principalmente enterradas debajo de las rocas sedimentarias que forman la plataforma continental. La datación radiométrica de estas lavas solidificadas indica que la separación empezó en varios estadios hace entre 180 y 165 millones de años. Este lapso de tiempo puede utilizarse como la «fecha de nacimiento» de esta sección del Atlántico norte.

Hace 130 millones de años, el Atlántico sur empezó a abrirse cerca de la punta de lo que ahora es Sudáfrica. Conforme esta zona de separación migraba hacia el norte, el Atlántico sur se abría de manera gradual (compárense las partes B y C de la Figura 2.B). La fragmentación continua de la masa continental meridional condujo a la separación de África y la Antártida y empujó a India a un viaje hacia el norte. Al principio del Cenozoico, hace unos 50 millones de años, Australia se había separado de la Antártida y el Atlántico sur había emergido como un océano completamente desarrollado (Figura 2.B, parte D).

Un mapa actual (Figura 2.B, parte F) muestra que la India acabó colisionando con Asia, un acontecimiento que empezó hace unos 50 millones de años y creó la cordillera del Himalaya, junto con la meseta tibetana. Aproximadamente al mismo tiempo, la separación de Groenlandia de Eurasia completó la fragmentación de la masa continental septentrional. Durante los últimos 20 millones de años, aproximadamente, de la historia de la Tierra, Arabia se separó de África y se formó el Mar Rojo, y la baja California se separó de México, formando el golfo de California (Figura 2.B, parte E). Mientras, una franja de tierra (conocida ahora como Centroamérica) quedó atrapada entre Norteamérica y Sudamérica, produciéndose así el aspecto actual que conocemos de nuestro planeta.

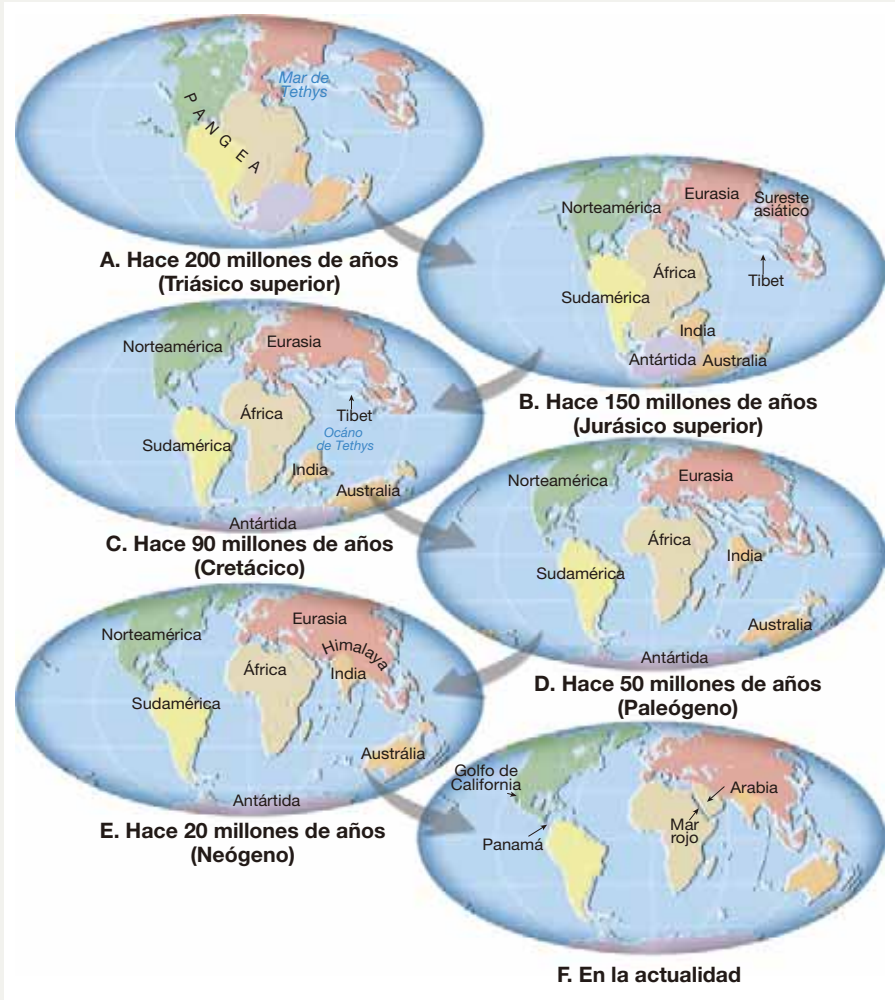


FIGURA 2.B. Varias vistas de la fragmentación de Pangea a lo largo de un periodo de 200 millones de años.

del fondo oceánico para establecer su edad. Para conseguirlo, se construyó el *Glomar Challenger,* un buque para realizar sondeos capaz de trabajar a miles de metros de profundidad. Se perforaron cientos de agujeros a través de las capas de sedimentos que recubren la corteza oceánica, así como en las rocas basálticas inferiores. En vez de la datación radiométrica de las rocas de la corteza, los investigadores utilizaron los restos fósiles

de microrganismos encontrados en los sedimentos que reposaban directamente sobre la corteza para datar el fondo oceánico en cada sitio[7].

Cuando se representó el sedimento más antiguo de cada punto de perforación frente a su distancia con respecto a la cresta de la dorsal, se demostró que la edad de los sedimentos aumentaba a medida que lo hacía la distancia desde la dorsal (Figura 2.27). Este hallazgo respaldaba la hipótesis de expansión del fondo oceánico, que predecía que la corteza oceánica más joven se encontraría en la cresta de la dorsal, el sitio de producción del fondo oceánico, y que la corteza oceánica más antigua estaría localizada adyacente a los márgenes continentales.

Los datos recogidos por el Deep Sea Drilling Project reforzaron también la idea de que las cuencas oceánicas son geológicamente jóvenes, porque no se encontró fondo oceánico de edades superiores a los 180 millones de años. Por comparación, la mayor parte de la corteza continental tiene más de varios centenares de millones de años y se ha localizado alguna que supera los 4.000 millones de años.

El espesor de los sedimentos del fondo oceánico proporcionó una verificación adicional de su expansión. Las muestras de perforación del *Glomar Challenger* revelaron que los sedimentos están casi por completo ausentes en la cresta de la dorsal y que el grosor de los sedimentos aumenta con la distancia a la dorsal (*véase* Figura 2.27). Cabría esperar este modelo de distribución de los sedimentos si la hipótesis de expansión del fondo oceánico fuera correcta.

En el Ocean Drilling Program, el sucesor del Deep Sea Drilling Project, se utilizó un buque perforador más avanzado desde el punto de vista tecnológico, el *JOIDES Resolution* para continuar el trabajo del *Glomar Challenger* (Figura 2.28). Si bien el Deep Sea Drilling Project validó muchos de los supuestos de la teoría de la tectónica de placa, el *JOIDES Resolution* podía obtener sondas más profundas en la corteza oceánica. Esto permitió el estudio de las zonas generadoras de terremotos en los márgenes de placas convergentes y la exploración directa de las llanuras y montes submarinos. Las muestras de sedimentos perforadas en el Ocean Drilling Program han aumentado también nuestro conocimiento de los cambios climáticos a largo y corto plazo.

En octubre de 2003, el *JOIDES Resolution* entró a formar parte de un nuevo programa, el Integrated Ocean Drilling Program (IODP). En este nuevo esfuerzo internacional se utilizan muchos buques de exploración, entre ellos el enorme *Chikyu* (que significa «planeta Tierra» en japonés), de 210 metros de longitud, que empezó sus operaciones en 2007. Uno de los objetivos del IODP es perforar una sección completa de la corteza oceánica.

[7] Las dataciones radiométricas de la corteza oceánica en sí mismas no son fiables debido a la alteración del basalto por el agua del mar.

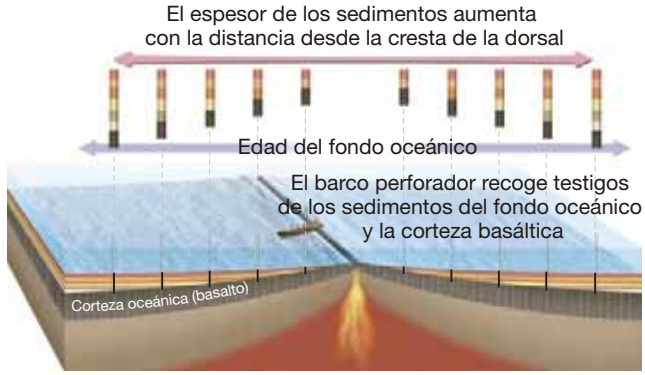


FIGURA 2.27. Desde 1968 los barcos perforadores han recogido muestras del sedimento del fondo oceánico y de rocas de la corteza en centenares de sitios. Los resultados de esos esfuerzos demostraron que el fondo oceánico es, en realidad, más joven en el eje de la dorsal. Esta fue la primera evidencia directa que respaldaba la hipótesis de la expansión del fondo oceánico y la teoría más amplia de la tectónica de placas.

Puntos calientes y plumas del manto

La cartografía de las islas volcánicas y los montes submarinos (volcanes submarinos) del océano Pacífico reveló varias cadenas lineales de estructuras volcánicas. Una de las cadenas más estudiadas consta de, por lo menos, 129 volcanes que se extiende desde las Islas Hawái a la Isla Midway y continúa hacia el norte, hacia la fosa de las Aleutianas (Figura 2.29). La datación radiométrica de esta estructura, denominada *cadena Islas Hawái-Monte Submarino Emperador*, demostró que la edad de los volcanes aumenta a medida que aumenta la distancia de la «gran isla» de Hawái. La isla volcánica más joven de la cadena (Hawái), se elevó del fondo oceánico hace menos de un millón de años, mientras que la Isla Midway tiene 27 millones de años y el monte submarino Suiko, cerca de la fosa de las Aleutianas, tiene 65 millones de años (*véase* Figura 2.29).

La mayoría de los investigadores están de acuerdo en la existencia de un ascenso conectivo de forma cilíndrica de roca caliente, denomina **pluma de manto**, debajo de la isla de Hawái. A medida que la pluma rocosa caliente asciende por el manto, desciende la presión de confinamiento, lo que desencadena la fusión parcial. (Este proceso, denominado *fusión por descompresión*, se comenta en el Capítulo 5). La manifestación superficial de esa actividad es un **punto caliente**, un área volcánica, con un flujo térmico elevado y un abombamiento de la corteza que tiene unos pocos centenares de anchura. A medida que la placa del Pacífico se movía sobre el punto caliente, se fue formando una cadena de estructuras volcánicas sucesivas conocida como **huella de punto caliente**. Como se muestra en la Figura 2.29, la

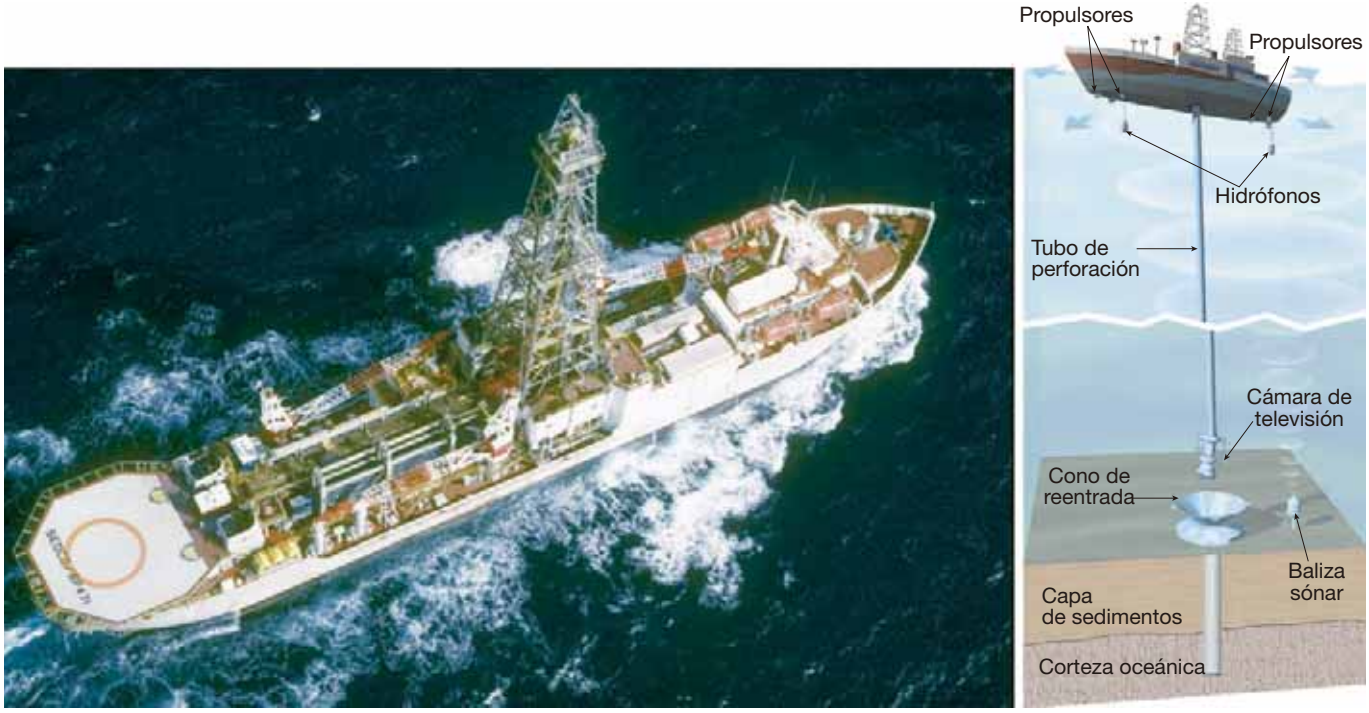


FIGURA 2.28. El *JOIDES Resolution* **A.** *JOIDES Resolution,* uno de los buques perforadores del Integrated Ocean Drilling Program (Foto por cortesía de Ocean Drilling Program). **B.** El *JOIDES Resolution* tiene una grúa metálica alta que se utiliza para dirigir el *sondeo rotatorio,* mientras los propulsores del barco lo mantienen en una posición fija en el mar. Las secciones individuales del cañón de perforación se unen para construir una sola columna de tubería de hasta 8.200 m de longitud. La broca de la tubería, situada al final de la columna de tuberías, rota conforme es presionada contra el fondo oceánico y puede perforar hasta 2.100 m en el fondo oceánico. Como sucede al girar una caña de refresco en un pastel de capas, la perforación corta a través de los sedimentos y las rocas y retiene un cilindro de material (un testigo) en el interior de la tubería hueca, que puede entonces subirse a bordo del barco y analizarse en las instalaciones de un laboratorio de vanguardia.

edad de cada volcán indica el tiempo que ha transcurrido desde que se situó sobre la pluma del manto.

Si nos acercamos a las cinco islas Hawái, observamos un patrón similar de edades desde la isla volcánicamente activa de Hawái hasta los volcanes inactivos que componen la isla más antigua, Kauai (*véase* Figura 2.29). Hace 5 millones de años, cuando Kauai estaba colocada sobre el punto caliente, era la *única* isla hawaiana que existía . Examinando sus volcanes extintos, que han sido erosionados en picos dentados y enormes cañones, pueden verse las pruebas de la edad de Kauai. Por el contrario, la Isla de Hawái, comparativamente joven, exhibe coladas de lava fresca, y dos de los volcanes de Hawái, el Mauna Loa y el Kialuea, siguen activos (Figura 2.30).

La investigación sugiere que, al menos, algunas plumas del manto se originan a gran profundidad, quizás en el límite manto-núcleo. Otras, en cambio, pueden tener un origen mucho menos profundo. De los aproximadamente 40 puntos calientes identificados en todo el mundo, más de una docena están localizados cerca de centros de expansión. Por ejemplo, la pluma del manto situada debajo de Islandia es responsable de la gran acumulación de rocas volcánicas que se encuentra a lo largo de la sección septentrional de la dorsal Centroatlántica.

MEDICIÓN DEL MOVIMIENTO DE PLACAS

PLATE TECTONICS
▸ Formation and Breakup of Pangaea

Se han utilizado algunos métodos para establecer la dirección y la velocidad del movimiento de las placas. El paleomagnetismo almacenado en las rocas del fondo oceánico es un método utilizado para determinar las velocidades a las cuales las placas se van separando de los ejes de la dorsal cuando son generados. Además, las huellas de los puntos calientes como los de la cadena de islas Hawái-Emperador marcan la velocidad y la dirección del movimiento relativo con la pluma caliente incrustada en el manto de abajo.

Plumas del manto y movimientos de las placas

Midiendo la longitud de una huella de puntos calientes y el intervalo de tiempo entre la formación de sus

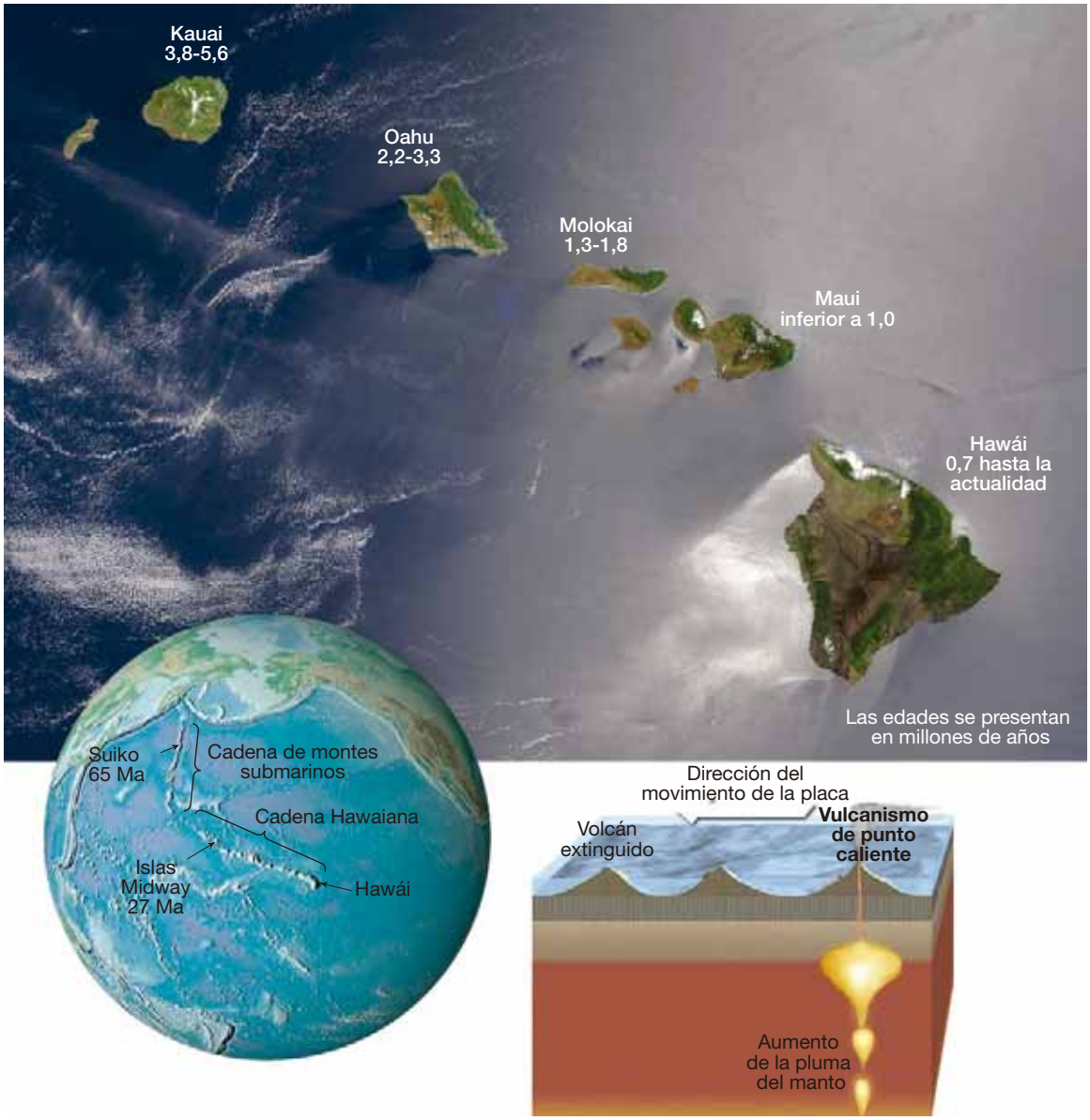


FIGURA 2.29. La cadena de islas y de montañas sumergidas que se extiende desde Hawái a la fosa de las Aleutianas se produce por el movimiento de la placa del Pacífico sobre una pluma del manto (punto caliente). La datación radiométrica de las Islas Hawái muestra que la edad de la actividad volcánica aumenta al alejarnos de la «gran isla» de Hawái.

estructuras volcánicas más antiguas y la más joven (Hawái), puede calcularse una velocidad media del movimiento de la placa. Por ejemplo, esta porción de la cadena Isla Hawái-Monte Submarino Emperador mide unos 6.000 km de longitud y se formó durante los últimos 65 millones de años. Por tanto, la velocidad media de movimiento de la placa del Pacífico, en relación a la pluma del manto, era de unos 9 cm al año

Las huellas del punto caliente pueden ser útiles también cuando se establece la dirección en la que se mueve una placa. Obsérvese en la Figura 2.29 que la cadena de islas Hawái-Emperador se dobla. Esta flexión particular de la traza se produjo hace unos 50 millones de años, cuando el movimiento de la placa del Pacífico cambió desde una dirección casi norte a una dirección noroeste. De igual forma, los puntos calientes localizados en el fondo del Atlántico han aumentado nuestro conocimiento sobre la migración de las masas de tierra después de la fragmentación de Pangea.

La existencia de las plumas del manto y su relación con los puntos calientes están bien documentadas. La mayoría de las plumas del manto son estructuras muy antiguas que parecen mantener posiciones relativamente fijas dentro del manto. Sin embargo, la evidencia reciente ha demostrado que algunos puntos calientes pueden migrar lentamente. Los resultados preliminares

FIGURA 2.30. Vulcanismo de punto caliente, volcán Kilauea, Hawái (Foto por cortesía de la U.S. Geological Survey).

sugieren que el punto caliente hawaiano puede haber migrado hacia el sur en hasta 20 grados de latitud. Si es así, habría que revaluar los modelos antiguos de movimiento de las placas que estaban basados en el marco de referencia de «puntos calientes fijos».

El paleomagnetismo y los movimientos de placas

Los investigadores han elaborado una escala de tiempo para las inversiones magnéticas yendo hacia atrás casi 200 millones de años; por consiguiente, puede determinarse con precisión la velocidad a la que se produce la expansión del fondo oceánico a lo largo de los diversos segmentos de la dorsal. En el océano Pacífico, por ejemplo, las franjas magnéticas son mucho más anchas para los intervalos de tiempo correspondientes que las del océano Atlántico. Por ende, concluimos que los centros de expansión encontrados en el Pacífico tenían velocidades de expansión más rápidas que los generados en la cuenca atlántica.

Al aplicar fechas radiométricas a esos acontecimientos magnéticos, se encontró que la velocidad de expansión en el Atlántico norte es de unos 2 cm al año (Figura 2.31). La velocidad es solo ligeramente más rápida en el Atlántico sur. Por el contrario, las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental oscilan fundamentalmente entre 6 y 12 cm al año,

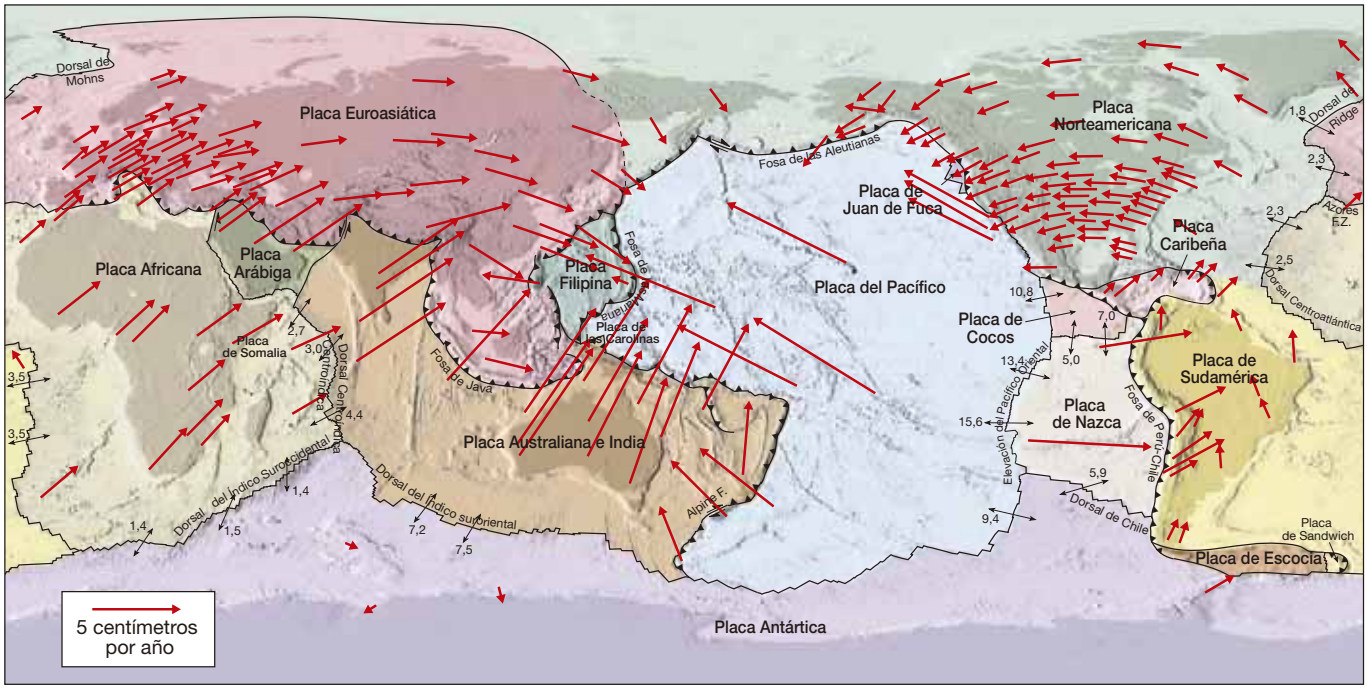


FIGURA 2.31. Este mapa ilustra las direcciones y las velocidades del movimiento de las placas en centímetros al año. Las velocidades de la expansión del fondo oceánico (mostradas con flechas y marcas negras) se basan en el espaciado de las franjas magnéticas datadas (anomalías). Las flechas rojas muestran el movimiento de placas en localizaciones seleccionadas basado en datos de GPS (Datos del fondo oceánico de DeMets y colaboradores, Datos de la GPS del Jet Propulsion Laboratory).

con una velocidad máxima de 20 cm al año en un lugar. Por tanto, el fondo oceánico actúa como una grabadora magnética, grabando los cambios en el campo magnético de la Tierra que pueden utilizarse para calcular las velocidades de expansión del fondo oceánico.

A veces los alumnos preguntan...

Si los continentes se mueven, ¿también se mueven otras estructuras, como los segmentos de la dorsal centro oceánica?

Ésa es una buena observación, y sí, lo hacen. Es interesante apuntar que hay muy pocas cosas realmente fijas sobre la superficie de la Tierra. Cuando hablamos de movimiento de estructuras sobre la Tierra, debemos tener en cuenta la siguiente cuestión: «¿Moverse en relación con qué?» Sin duda, la dorsal centro oceánica se mueve en relación con los continentes (lo cual a veces provoca la subducción de segmentos de las dorsales centro oceánicas debajo de los continentes). Además, la dorsal centro oceánica se mueve en relación con un punto fijo situado fuera de la Tierra. Eso significa que un observador que orbite por encima de la Tierra vería, tras solo unos pocos millones de años, que todas las estructuras continentales y del fondo oceánico, así como los bordes de placa, realmente se mueven.

En resumen, los datos de estudio de las huellas de puntos calientes, el paleomagnetismo y otras técnicas indirectas, han sido útiles para medir las velocidades relativas a las que dos placas se juntan, se separan o se deslizan una con respecto a la otra, al menos como un promedio a lo largo de millones de años.

Medición de las velocidades de las placas desde el espacio

Las placas no son superficies planas sino que son secciones curvadas de una esfera, lo que complica en gran medida la descripción del movimiento de placas. Además, las placas suelen exhibir algún grado de movimiento de rotación, lo que puede provocar que dos localizaciones de la misma placa se muevan a diferentes velocidades y en diferentes direcciones. Este último hecho puede darse haciendo girar el plato de la cena en el sentido de las agujas del reloj. Al hacer esto, se repara que lo que haya en el lado izquierdo del plato se alejarán de usted (divergencia) y lo que está al lado derecho se acercará a usted (convergencia). Lo que esté en el centro girará, pero su posición relativa con respecto a usted no cambiará. La naturaleza compleja del movimiento de placas hace que la tarea de describirlo sea más difícil que establecer simplemente el movimiento relativo entre dos placas a lo largo del borde que las separa. Por fortuna, utilizando tecnología de la era espacial, los investigadores han podido recientemente hacer cálculos exactos del movimiento absoluto de centenares de lugares en todo el mundo.

Quizá esté familiarizado con el Sistema de Posicionamiento Global, que es parte del sistema de navegación utilizado en los automóviles para localizar la posición propia y dar direcciones hacia otra localización. En el Sistema de Posicionamiento Global se utilizan dos docenas de satélites que envían señales de radio, las cuales son interceptadas por los receptores de GPS localizados en la superficie de la Tierra. La posición exacta del receptor se determina estableciendo simultáneamente la distancia desde el receptor a cuatro o más satélites. Los investigadores utilizan un equipo específicamente diseñado que es capaz de localizar la posición de un punto sobre la tierra dentro de unos pocos milímetros (un diámetro aproximado como el de un guisante pequeño). Para establecer el movimiento de las placas, un sitio concreto es investigado repetidamente durante una serie de años.

Los datos obtenidos de estas y otras técnicas similares se muestran en la Figura 2.31. Los cálculos demuestran que Hawái se mueve hacia el noroeste y se aproxima a Japón a 8,3 cm al año. Un lugar de Maryland se está alejando de uno en Inglaterra a una velocidad de aproximadamente 1,7 cm al año (una velocidad próxima a la velocidad de expansión de 2,0 cm al año que se estableció a partir de las pruebas paleomagnéticas). Las técnicas en las que se utilizan dispositivos GPS han sido útiles también para establecer movimientos de la corteza a pequeña escala, como los que se producen a lo largo de las fallas en regiones de actividad tectónica conocida.

¿QUÉ IMPULSA LOS MOVIMIENTOS DE LAS PLACAS?

La teoría de la tectónica de placas *describe* el movimiento de las placas y el papel que este movimiento representa en la generación y la modificación de las principales estructuras de la corteza terrestre. Por consiguiente, la aceptación de la tectónica de placas no depende del conocimiento exacto de qué impulsa los movimientos de las placas. Afortunadamente es así, porque ninguno de los modelos propuestos hasta ahora puede explicar todos los principales aspectos de la tectónica de placas.

Convección placa-manto

A partir de los datos geofísicos, hemos aprendido que aunque el manto está constituido casi por completo de roca sólida, es lo suficientemente caliente como para exhibir flujo convectivo como un fluido. El tipo más sencillo de convección es análogo al calentamiento de una cazuela de agua en el fuego (Figura 2.32). El calentamiento de la base hace que el material ascienda en láminas relativamente finas o en gotas que se expanden a la superficie

FIGURA 2.32. La convección es un tipo de transferencia de calor que implica el movimiento real de una sustancia. Aquí el fuego calienta el agua en el fondo de una cazuela. El agua caliente se expande, se vuelve menos denso (más flotante) y asciende. A la vez, el agua más fría y más densa cerca de la superficie, se hunde.

y se enfrían. Por último, la capa superficial se hace más gruesa (aumenta en densidad) y se vuelve a hundir hacia el fondo donde vuelve a ser calentada hasta que alcanza suficiente flotabilidad para poder ascender.

La convección del manto es considerablemente más compleja que el modelo que se acaba de describir. La forma del manto no se parece a la de una cazuela. Antes bien, es una zona con forma esférica que tiene un borde superior mucho más grande (superficie de la tierra) que el borde inferior (borde núcleo -manto). Además, la convección del manto es impulsada por una combinación de tres procesos térmicos: calentamiento en la base por pérdida de calor desde el núcleo de la Tierra; calentamiento desde el interior por la desintegración de los isótopos radiactivos; y enfriamiento desde arriba, que crea láminas litosféricas gruesas y frías que se hunden en el manto.

Cuando se introdujo por primera vez la expansión del fondo oceánico, los geólogos propusieron que la principal fuerza impulsora para el movimiento de las placas era el ascenso que procedía de zonas profundas del manto. Se pensaba que, al alcanzar la base de la litosfera, este grupo se expandía lateralmente y arrastraba las placas. Por tanto, se consideraba que estas últimas eran transportadas pasivamente por el flujo convectivo del manto. Según las evidencias físicas, sin embargo, resultó claro que el ascenso por debajo de las dorsales oceánicas es bastante superficial y no está relacionado con la circulación profunda en el manto inferior. Es el movimiento horizontal de las placas litosféricas alejándose de la dorsal lo que causa el ascenso del manto, no al contrario. Por tanto, en los modelos actuales, las placas constituyen una parte integral de la convención del manto, quizá incluso su componente más activo.

La convección del manto se entiende todavía poco, pero los investigadores en general están de acuerdo en lo siguiente:

1. El flujo **convectivo** del manto rocoso de 2.900 km de espesor (donde las rocas calientes y flotantes ascienden y el material más frío y denso se hunde) es la fuerza impulsora subyacente que provoca el movimiento de las placas.
2. La convección del manto y la tectónica de placas forman parte del mismo sistema. Las placas oceánicas en subducción conducen la porción fría de la corriente de convección que se mueve hacia abajo, mientras el afloramiento somero de roca caliente a lo largo de la dorsal oceánica y las plumas ascendentes del manto son el brazo de flujo ascendente del mecanismo convectivo.
3. El flujo convectivo en el manto es el principal mecanismo que transporta el calor desde el interior de la tierra hasta la superficie, donde finalmente es irradiado al espacio.

Lo que no se conoce con ningún grado de certeza es la naturaleza precisa de este flujo convectivo.

Primero observaremos algunas de las fuerzas que contribuyen al movimiento de las placas y luego examinaremos dos de los modelos que se han propuesto para describir la convección placa-manto.

Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas

Existe acuerdo general en que la subducción de las capas frías y densas de la litosfera oceánica es la principal fuerza impulsora del movimiento de las placas (Figura 2.33). A medida que estas capas se hunden en la astenosfera, «empujan» la placa a remolque. Este fenómeno, denominado **fuerza de arrastre de la placa**, se produce porque las capas antiguas de la litosfera oceánica son más densas que la astenosfera subyacente y, por tanto, se «hunden como una roca».

Otra fuerza impulsora importante se denomina **fuerza de empuje de dorsal** (Figura 2.33). Este mecanismo accionado por la gravedad es consecuencia de la posición elevada de la dorsal oceánica, que hace que las capas de la litosfera se «deslicen» hacia abajo por los flancos de la dorsal. La fuerza de empuje de dorsal parece contribuir mucho menos a los movimientos de las placas que la fuerza de arrastre de la placa. Las principales pruebas de esto proceden de la comparación de las velocidades de expansión del fondo oceánico a lo largo de los segmentos que tienen elevaciones diferentes. A pesar de su mayor altura media sobre el fondo oceánico, las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal Centroatlántica son considerablemente inferiores que

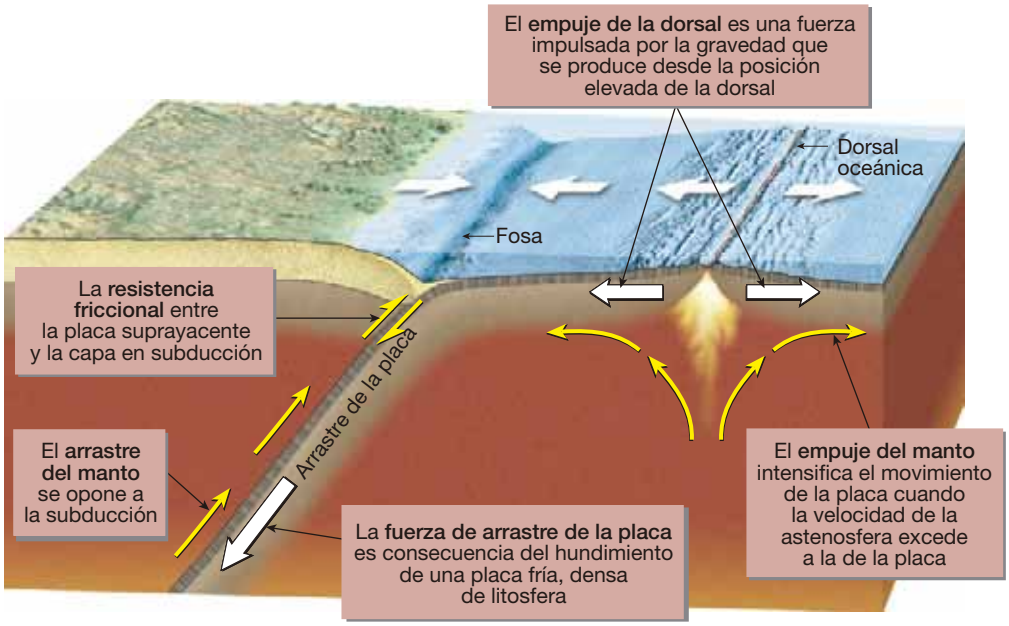


FIGURA 2.33. Ilustración de algunas de las fuerzas que actúan sobre las placas tectónicas.

las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental, que es menos empinada (Figura 2.31). Además, las placas en movimiento rápido experimentan subducción a lo largo de un porcentaje mayor de sus márgenes que las placas de movimiento lento. Este hecho respalda la noción de que la fuerza de arrastre de la placa es más importante que la fuerza de empuje de dorsal. Son ejemplos de placas de movimiento rápido que tienen zonas de subducción extensas a lo largo de sus márgenes las placas del Pacífico, de Nazca y de Cocos.

Las fuerzas de empuje de la placa y de arrastre del manto parecen ser las fuerzas dominantes que actúan sobre las placas, pero no son las únicas fuerzas que influyen en el movimiento de las placas. Debajo de las placas, el flujo convectivo en el manto ejerce una fuerza, quizá mejor descrita como «arrastre del manto» (*véase* Figura 2. 33). Cuando el flujo en la astenosfera se mueve a una velocidad que supera a la de la placa, el arrastre del manto potencia el movimiento de la misma. Sin embargo, si la astenosfera se mueve más despacio que la placa, o en dirección opuesta, esta fuerza tiende a resistirse al movimiento de la placa. Otro tipo de resistencia al movimiento de la placa se produce a lo largo de las zonas de subducción. Aquí, la fricción entre la placa supra yacente y la descendente genera actividad sísmica significativa.

Modelos de convección placa-manto

Cualquier modelo aceptable de convección placa-manto debe explicar las variaciones de composición que se sabe que existen en el manto. Por ejemplo, las lavas basálticas que hacen erupción a lo largo de las dorsales oceánicas, así como las que son generadas por el vulcanismo de puntos calientes, como las encontradas en Hawái, tienen origen en el manto. Sin embargo, los basaltos de las dorsales oceánicas son muy homogéneos en composición y carecen de ciertos elementos. Las erupciones de puntos calientes, por otro lado, tienen concentraciones elevadas de esos elementos y suelen tener composiciones variadas. Dado que las lavas basálticas que surgen de diferentes ámbitos tectónicos tienen diferentes composiciones, se supone que proceden de fuentes de manto químicamente distintas.

Estratificación a 660 km

Algunos investigadores sostienen que el manto se parece a un «pastel de capas gigante» dividido a una profundidad de 660 km. Como se muestra en la Figura 2.34A, este modelo estratificado tiene dos zonas de convección: una capa dinámica delgada en el manto superior y otra gruesa y lenta situada debajo. Este modelo ofrece una explicación satisfactoria de por qué las lavas basálticas que entran en erupción a lo largo de las dorsales oceánicas tienen una composición diferente de las lavas que entran en erupción en Hawái como consecuencia de la actividad de los puntos calientes. Los basaltos de la dorsal centro oceánica proceden de la capa convectiva superior, que está bien mezclada, mientras que la pluma del manto que alimenta los volcanes hawaianos utiliza una fuente de magma más profunda, más primitiva, que reside en la capa convectiva inferior.

Sin embargo, los datos recogidos del estudio de ondas sísmicas han demostrado que, al menos, algunas placas oceánicas en subducción penetran en el límite de los 660 km y profundizan en el manto. La litosfera en

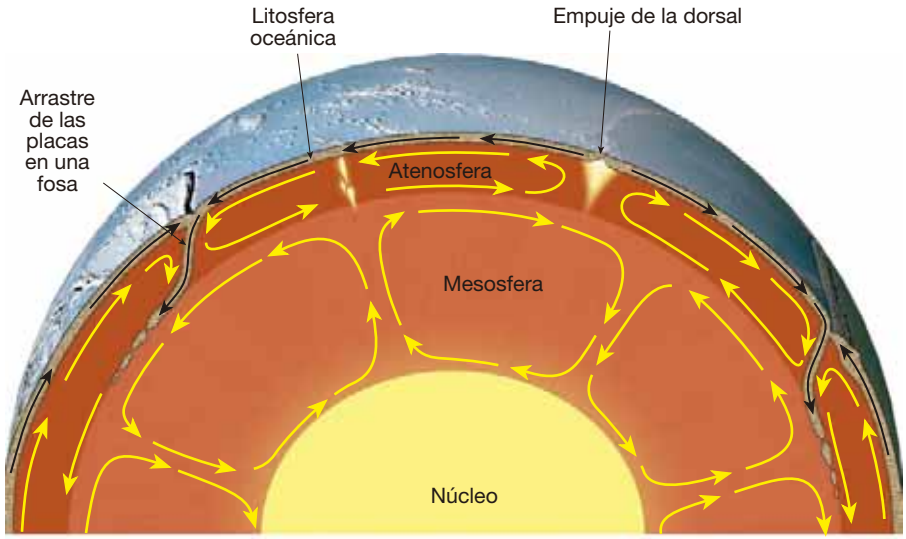
subducción debería servir para mezclar ambas capas, la superior y la inferior, destruyendo así la estructura estratificada propuesta por este modelo.

Convección de todo el manto

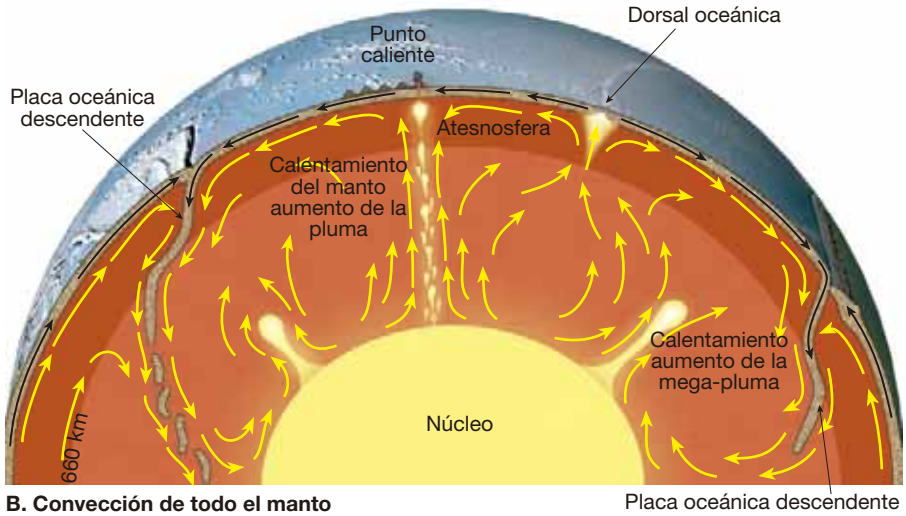
Otros investigadores están a favor de algún tipo de convección de todo el manto, en la que la litosfera oceánica fría se hunde a grandes profundidades y agita todo el manto (Figura 2.34B). Un modelo de todo el manto sugiere que el fondo oceánico arrastrado en profundidad por las placas en subducción constituye el límite núcleo-manto. Con el tiempo, este material se funde y asciende por flotabilidad hacia la superficie como una pluma del manto, transportando así material caliente hacia la superficie (*véase* Figura 2.34B).

Estudios recientes predicen que la convección de todo el manto causaría la mezcla completa del manto completo en cuestión de unos pocos centenares de millones de años. Esto eliminaría las fuentes de magma químicamente diferentes, observadas en el vulcanismo de puntos calientes y aquel asociado con la actividad volcánica en dorsales oceánicas. Por tanto, el modelo de convección de todo el manto también tiene inconvenientes.

Aunque todavía hay mucho que aprender sobre los mecanismos que provocan la migración de las placas tectónicas de la Tierra por todo el planeta, una cosa está clara. La distribución desigual del calor en el interior de la Tierra genera algún tipo de convección térmica que acaba produciendo el movimiento de las placas y el manto.



A. Estratificación a 660 kilómetros



B. Convección de todo el manto

FIGURA 2.34. Modelos propuestos para la convección del manto. **A.** El modelo de «tarta en capas» consiste en dos placas de convección: una capa de convección delgada por encima de los 660 km y otra gruesa por debajo. **B.** En este modelo de convección de todo el manto, la litosfera oceánica fría desciende al manto más inferior mientras las plumas calientes del manto transportan el calor hacia la superficie.

LA IMPORTANCIA DE LA TEORÍA DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica de placas es la primera teoría que proporciona una visión exhaustiva de los procesos que produjeron las principales estructuras de la superficie terrestre, incluidos los continentes y las cuencas oceánicas. Como tal, ha proporcionado un mejor conocimiento del funcionamiento de nuestro planeta dinámico relacionando muchos aspectos de la Geología que antes se consideraban no relacionados. Dentro del marco de la tectónica de placas, los geólogos han encontrado explicaciones para la distribución geológica de los terremotos, los volcanes y los cinturones montañosos. Además, ahora podemos explicar mejor las distribuciones de plantas y animales en el pasado geológico, así como comprender por qué se forman yacimientos de minerales económicamente importantes en ciertos ambientes tectónicos.

Pese a su utilidad para explicar muchos de los procesos geológicos a gran escala que operan en la Tierra, la tectónica de placas no se comprende por completo. El modelo que se presentó en 1968 era simplemente un marco básico que dejaba muchos detalles para la investigación posterior. Mediante pruebas fundamentales, el modelo inicial se ha ido modificando y ampliando para convertirse en la teoría que hoy conocemos. Sin duda, la teoría actual se perfeccionará conforme se obtengan más datos y observaciones. La teoría de la tectónica de placas, pese a ser una herramienta poderosa, es, sin embargo, un modelo evolutivo de los procesos dinámicos de la Tierra.

CAPÍTULO 2 Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica

RESUMEN

- A principios del siglo XX *Alfred Wegener* estableció la hipótesis de la *deriva continental.* Uno de sus principales principios era que un supercontinente denominado *Pangea* empezó a separarse en continentes más pequeños hace unos 200 millones de años. Los fragmentos continentales separados «migraron» entonces a sus posiciones actuales. Para apoyar su hipótesis, Wegener utilizó el *ajuste entre Sudamérica y África, la evidencia fósil, los tipos y estructuras rocosas* y los *climas antiguos.* Una de las principales objeciones a la hipótesis de la deriva continental fue su incapacidad para proporcionar un mecanismo aceptable para el movimiento de los continentes.
- Del estudio del *paleomagnetismo* los investigadores aprendieron que los continentes habían migrado, como proponía Wegener.
- En 1962, Harry Hess formuló la idea de la *expansión del fondo oceánico,* que establece que se está generando continuamente nuevo fondo oceánico en las dorsales centro oceánicas y que el fondo oceánico antiguo y denso se consume en las fosas submarinas. El descubrimiento de franjas alternas de magnetismo de intensidad alta y baja, que son paralelas a las crestas de las dorsales, proporcionaron apoyo a la teoría de la expansión del fondo oceánico.
- En 1968, la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se unieron en una teoría mucho más completa conocida como *tectónica de placas.* Según la tectónica de placas, la capa externa rígida de la Tierra (*litosfera*) se encuentra por encima de una región más débil, denominada *astenosfera.* Además, la litosfera está dividida en varios fragmentos grandes y numerosos más pequeños, denominados *placas,* que están en movimiento y cambiando continuamente de forma y tamaño. Las placas se mueven como unidades relativamente coherentes y se deforman fundamentalmente a lo largo de sus bordes.
- Los *bordes de placa divergentes* aparecen donde las placas se separan, provocando el ascenso de material desde el manto para crear nuevo fondo oceánico. La mayoría de los bordes divergentes se localiza a lo largo del eje del sistema de dorsales oceánicas y está asociada con la expansión del fondo oceánico. Dentro de un continente pueden formarse nuevos bordes divergentes (por ejemplo, los valles de rift del este de África), donde pueden fragmentar las masas de tierra y desarrollar una nueva cuenca oceánica.
- Los *bordes de placa convergentes* aparecen donde las placas se juntan, provocando la subducción de la litosfera oceánica en el manto a lo largo de una fosa submarina. La convergencia de un bloque oceánico y uno continental provoca la subducción de la placa oceánica y la formación de un *arco volcánico continental* como

el de los Andes de Sudamérica. La convergencia océano-océano produce una cadena en forma de arco de islas volcánicas denominada *arco de islas volcánicas*. Cuando dos placas que transportan corteza continental convergen, las placas continentales flotantes colisionan, lo que provoca la formación de una cadena montañosa como la del Himalaya.

- Los *bordes de falla transformante* se producen donde las placas se desplazan una con respecto a la otra sin producción ni destrucción de litosfera. La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de dorsal centro oceánica donde proporcionan el medio por el cual la corteza oceánica creada en la cresta de la dorsal puede ser transportada a su lugar de destrucción, a una fosa submarina. Aun otras, como la Falla de San Andrés, atraviesan la corteza continental.
- La teoría de la tectónica de placas se ve apoyada por: (1) la distribución global de los *terremotos* y su estrecha asociación con los bordes de placa; (2) la edad y el espesor de los *sedimentos* de los fondos de las cuencas submarinas, y (3) la existencia de cadenas de islas que se formaron sobre *puntos calientes* y proporcionaron un entramado de referencia para trazar la dirección del movimiento de las placas.
- El flujo convectivo en el manto rocoso, en el que las rocas calientes flotantes ascienden y los materiales más densos y fríos se hunden, es la fuerza impulsora subyacente para la tectónica de placas. Los mecanismos que contribuyen al movimiento de las placas son la fuerza de arrastre de la placa, la fuerza de empuje de dorsal y la succión de las placas. La *fuerza de arrastre de la placa* se produce cuando la litosfera oceánica fría y densa es subducida y arrastra la litosfera. La *fuerza de empuje de dorsal* es impulsada por las fuerzas gravitacionales que ponen en movimiento las placas elevadas sobre las dorsales oceánicas. La *succión de las placas* es una fuerza que surge del arrastre de una placa en subducción sobre el manto adyacente.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

arco de islas, 66
arco de islas volcánicas, 66
arco volcánico continental, 65
astenosfera, 58
borde convergente, 62
borde de falla transformante, 62
borde divergente, 62
centro de expansión, 62
deriva continental, 46
escala de tiempo magnético, 56
expansión del fondo oceánico, 55
falla transformante, 68
fosa submarina, 64
fuerza de arrastre de la placa, 77
fuerza de empuje de dorsal, 77
fusión parcial, 65
huella de punto caliente, 72
inversión geomagnética, 56
litosfera, 58
magnetismo remanente, 52
magnetómetro, 56
paleomagnetismo, 52
Pangaea, 46
placa litosférica, 59
placa tectónica, 59
pluma de manto, 72
polaridad invertida, 56
polaridad normal, 56
punto caliente, 72
punto de Curie, 52
rift continental, 63
sistema de elevadas dorsales oceánicas, 54
supercontinente, 46
tectónica de placas, 58
valle de rift, 62
zona de subducción, 64
zona de fractura, 68

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿A quién se atribuye el desarrollo de la hipótesis de la deriva continental?
2. ¿Cuál fue la primera línea de evidencia que condujo a los investigadores a sospechar que los continentes habían estado conectados?
3. ¿Qué es Pangea?
4. Describa las clases de evidencias que Wegener y sus partidarios recogieron para apoyar la hipótesis de la deriva continental.
5. Explique por qué el descubrimiento de restos fósiles de *Mesosaurus* en Sudamérica y África, pero no en ningún otro lugar, respalda la hipótesis de la deriva continental.
6. A principios del siglo XX, ¿cuál era la opinión predominante sobre cómo migraban los animales terrestres a través de los enormes espacios oceánicos?
7. ¿Cómo explicó Wegener la existencia de glaciares en las masas continentales meridionales, mientras al mismo tiempo en algunas zonas de Norteamérica, Europa y Siberia se encontraban pantanos tropicales?
8. ¿A qué dos aspectos de la hipótesis de la deriva continental pusieron objeciones la mayoría de los geólogos?
9. ¿Qué se entiende por expansión del fondo oceánico? ¿A quién se atribuye la formulación de este

importante concepto? ¿Dónde se está produciendo expansión activa del fondo oceánico en la actualidad?
10. Describa cómo Fred Vine y D. H. Matthews relacionaron la hipótesis de la expansión del fondo oceánico con las inversiones magnéticas.
11. Compare y contraste la litosfera y la astenosfera.
12. Enumere tres tipos de bordes de placa y describa el movimiento relativo en cada uno de ellos.
13. ¿Dónde se forma nueva litosfera? ¿Dónde se consume? ¿Por qué la litosfera debe producirse aproximadamente a la misma velocidad que se destruye?
14. Describa brevemente el proceso de la deriva continental. ¿Dónde se está produciendo en la actualidad?
15. Compare un arco volcánico continental y un arco de islas volcánicas.
16. ¿Por qué es subducida la porción oceánica de una placa litosférica, mientras que no lo es la porción continental?
17. Describa brevemente cómo se forman sistemas montañosos como los del Himalaya.
18. Distinga entre fallas transformantes y los otros dos tipos de bordes de placa.
19. Algunas personas predicen que algún día California se hundirá en el océano. ¿Esta idea es compatible con el concepto de la tectónica de placas?
20. ¿Con qué tipo de borde de placa están asociados los siguientes lugares o estructuras? Himalaya, Islas Aleutianas, Mar Rojo, Andes, falla de San Andrés, Islandia, Japón, monte de Santa Helena.
21. ¿Qué edad tienen los sedimentos más antiguos recuperados mediante perforación submarina? ¿Cómo se comparan las edades de estos sedimentos con las edades de las rocas continentales más antiguas?
22. Suponiendo que los puntos calientes permanecen fijos, ¿en qué dirección se estaba moviendo la placa del Pacífico mientras se estaban formando las islas Hawái? (*Véase* Figura 2.29, pág. 74) ¿Y mientras se formaba el monte submarino Suiko?
23. Describa la fuerza de arrastre de la placa y la de empuje de la dorsal. ¿Cuál de estas fuerzas parece contribuir más al movimiento de las placas?
24. ¿Qué papel se piensa que desempeñan las plumas del manto en el flujo convectivo del manto?
25. Describa brevemente los dos modelos propuestos para la convección manto-placa. ¿Qué falta en cada uno de estos modelos?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 3

Materia y minerales*

* El profesor Mark Watry, Spring Hill College, contribuyó a la revisión de este capítulo.

La corteza terrestre y los océanos son la fuente de una amplia variedad de minerales útiles y esenciales. La mayoría de la gente está familiarizada con los usos comunes de muchos metales básicos, entre ellos el aluminio de las latas de bebida, el cobre de los cables eléctricos y el oro y la plata en joyería. Pero algunos no saben que la mina de un lapicero contiene el mineral de tacto graso denominado grafito y que los polvos para el baño y muchos cosméticos contienen el mineral talco. Además, muchos no saben que las brocas utilizadas por los dentistas para taladrar el esmalte de los dientes están impregnadas de diamante, o que el mineral común cuarzo es la fuente de silicio para los chips de ordenador. De hecho, prácticamente todos los productos fabricados contienen materiales obtenidos de los minerales. Conforme crecen las exigencias de minerales de la sociedad moderna, lo hace también la necesidad para localizar más zonas de abastecimiento de minerales útiles, lo que se vuelve también más estimulante.

Además de los usos económicos de las rocas y los minerales, todos los procesos estudiados por los geólogos son en cierta manera dependientes de las propiedades de esos materiales básicos de la Tierra. Acontecimientos como las erupciones volcánicas, la formación de montañas, la meteorización y la erosión, e incluso los terremotos, implican rocas y minerales. Por consiguiente, es esencial un conocimiento básico de los materiales terrestres para comprender todos los fenómenos geológicos.

MINERALES: COMPONENTES BÁSICOS DE LAS ROCAS

MATTER AND MINERALS
▸ Introduction

Vamos a empezar nuestra discusión de los materiales terrestres con una visión panorámica de la **mineralogía** (*mineral* = mineral; *ología* = el estudio de), ya que los minerales son los componentes básicos de las rocas. Además desde hace miles de años los humanos han utilizado minerales con fines prácticos y decorativos (Figura 3.1).

Los primeros minerales que se extrajeron fueron el sílex y el perdernal, que fueron transformados por las personas en armas y herramientas para cortar. Ya en el año 3700 a.C. los egipcios empezaron a extraer oro, plata y cobre de las minas, y en el 2200 a.C. los humanos descubrieron cómo combinar el cobre con el estaño para hacer bronce, una aleación dura y resistente. La Edad de Bronce empezó su declive cuando se descubrió la habilidad para extraer hierro de los minerales como el hematites. Sobre el 800 d.C. la tecnología para trabajar el hierro había avanzado hasta tal punto que las armas y muchos objetos cotidianos estaban hechos de hierro y no de cobre, bronce o madera. Durante la Edad Media la extracción de gran variedad de minerales era común por toda Europa y se instauró el ímpetu del estudio formal de los minerales.

El término *mineral* se emplea de diferentes formas. Por ejemplo, las personas preocupadas por la salud y el ejercicio ensalzan los beneficios de las vitaminas y los minerales. Normalmente la industria minera emplea el término para referirse a cualquier cosa que se extrae del terreno, como carbón, menas de hierro, o arena y gravilla. El juego de acertijos conocido como *Veinte preguntas* suele empezar con la cuestión: ¿es animal, vegetal o mineral? ¿Qué criterios siguen los geólogos para determinar lo que es un mineral?

Los geólogos definen los **minerales** como cualquier sólido inorgánico natural *que posea una estructura cristalina ordenada y una composición química bien definida*. Por tanto, para que se considere mineral cualquier material terrestre, debe presentar las siguientes características:

1. **Aparece de forma natural.** Los minerales se forman mediante procesos geológicos naturales. Por tanto, los diamantes y rubíes sintéticos, además de otras sustancias producidas en un laboratorio no se consideran minerales.
2. **Sustancia sólida.** Los minerales son sólidos dentro de los intervalos de las temperaturas que normalmente se experimentan en la corteza terrestre. Así el

FIGURA 3.1. Colección de cristales de cuarzo bien desarrollados encontrados cerca de Hot Springs, Arkansas (Foto de Jeff Scovil).

hielo (agua congelada) se considera un mineral, y el agua líquida y el vapor de agua no.

3. **Estructura cristalina ordenada**. Los minerales son sustancias cristalinas es decir, sus átomos deben estar dispuestos según un modelo ordenado y repetitivo, que se refleja en sólidos con formas regulares que denominamos cristales (Figura 3.1). Algunos sólidos naturales, como el vidrio volcánico, u obsidiana, carecen de una estructura atómica repetitiva y no se consideran minerales.
4. **Composición química definida**, La mayoría de los minerales son compuestos químicos cuyas composiciones vienen definidas por sus fórmulas químicas. El mineral pirita (FeS_2), por ejemplo, está formado por un átomo de hierro (Fe) por cada dos átomos de azufre (S). En la naturaleza, sin embargo, es habitual que algún átomo dentro de la estructura cristalina sea sustituido por otros de tamaño similar sin que la estructura interna o las propiedades del mineral se vean afectadas. Por tanto, las composiciones químicas de los minerales pueden variar pero *dentro de unos límites bien definidos y específicos.*
5. **Normalmente son inorgánicos.** Los sólidos cristalinos inorgánicos, como ejemplifica la sal de mesa común o halita, que se encuentran en el terreno de forma natural se consideran minerales; por el contrario los compuestos orgánicos normalmente no lo son. El azúcar, un sólido cristalino como la sal pero que se extrae de la caña de azúcar o de la remolacha azucarera, es un ejemplo común de uno de dichos compuestos orgánicos. Sin embargo muchos animales marinos excretan compuestos inorgánicos, como el carbonato de calcio, o calcita, en forma de conchas y arrecifes de coral. Si estos materiales están enterrados y pasan a formar parte del registro de rocas, son considerados minerales por los geólogos.

Las rocas, por otro lado, se definen de una manera menos precisa. Una **roca** es cualquier masa sólida de materia mineral, o parecida a mineral, que se presenta de forma natural como parte de nuestro planeta. Algunas rocas están compuestas casi por completo de un solo mineral. Un ejemplo común es la roca sedimentaria *caliza*, que está compuesta de masas del mineral calcita con impurezas. Sin embargo, la mayoría de las rocas, como el granito común mostrado en la Figura 3.2, aparece como agregados de varias clases de minerales. Aquí, el término *agregado* significa que los minerales están unidos de tal forma que se conservan las propiedades de cada uno. Obsérvese que pueden identificarse con facilidad los constituyentes minerales de la muestra de granito mostrada en la Figura 3.2.

Algunas otras rocas están compuestas de materia no mineral. Entre ellas las rocas volcánicas *obsidiana* y *pumita*, que son sustancias vítreas, no cristalinas, y el *carbón*, que está formada por restos orgánicos sólidos (Recuadro 3.1).

Aunque en este capítulo se aborda fundamentalmente la naturaleza de los minerales, se tiene en cuenta que la mayor parte de las rocas son simplemente agregados de

FIGURA 3.2. La mayor parte de las rocas son agregados de dos o más minerales. Aquí se presenta una muestra de mano de la roca ígnea granito y tres de sus principales minerales constituyentes (Foto de E. J. Tarbuck).

minerales. Dado que las propiedades de las rocas vienen determinadas en gran medida por la composición química y la estructura interna de los minerales contenidos en ellas, consideraremos primero esos materiales terrestres. Después, en los Capítulos 4, 7 y 8 abordaremos con más detenimiento los principales grupos de rocas de la Tierra.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Hacer vidrio a partir de minerales

RECUADRO 3.1

Muchos objetos cotidianos están fabricados con vidrio, entre ellos los mal denominados «cristales» de las ventanas, las jarras y las botellas, y las lentes de algunas gafas. El ser humano ha estado haciendo vidrio durante al menos 2.000 años. El vidrio se fabrica fundiendo materiales naturales y enfriando el líquido rápidamente, antes de que los átomos tengan tiempo de disponerse en una forma cristalina ordenada. (De esta misma manera se genera el vidrio natural, denominado *obsidiana,* a partir de la lava.)

Es posible producir vidrio a partir de varios materiales, pero el ingrediente principal (75 por ciento) de la mayor parte del vidrio producido comercialmente es el mineral cuarzo (SiO_2). Se añaden cantidades menores de calcita (carbonato cálcico) y trona (carbonato sódico) a la mezcla. Estos materiales reducen la temperatura de fusión y mejoran la maniobrabilidad del vidrio fundido.

En Estados Unidos, el cuarzo de alta calidad (normalmente arenisca de cuarzo) y la calcita (caliza) son muy asequibles en muchas zonas. La trona, por otro lado, procede casi en exclusiva de la zona de Green River, al suroeste de Wyoming. Además de su uso en la fabricación de vidrio, la trona se utiliza para fabricar detergentes, papel e incluso bicarbonato sódico.

Los fabricantes pueden modificar las propiedades del vidrio añadiendo cantidades menores de otros diversos ingredientes (Figura 3.A). Los colorantes son el sulfuro de hierro (ámbar), el selenio (rosa), el óxido de cobalto (azul) y los óxidos de hierro (verde, amarillo, marrón). La adición de plomo da claridad y brillo al vidrio y, por tanto, se utiliza en la fabricación de «cristalerías» finas. La vajilla refractaria, como Pyrex®, debe su resistencia al calor al boro, mientras que el aluminio hace que el vidrio resista la meteorización.

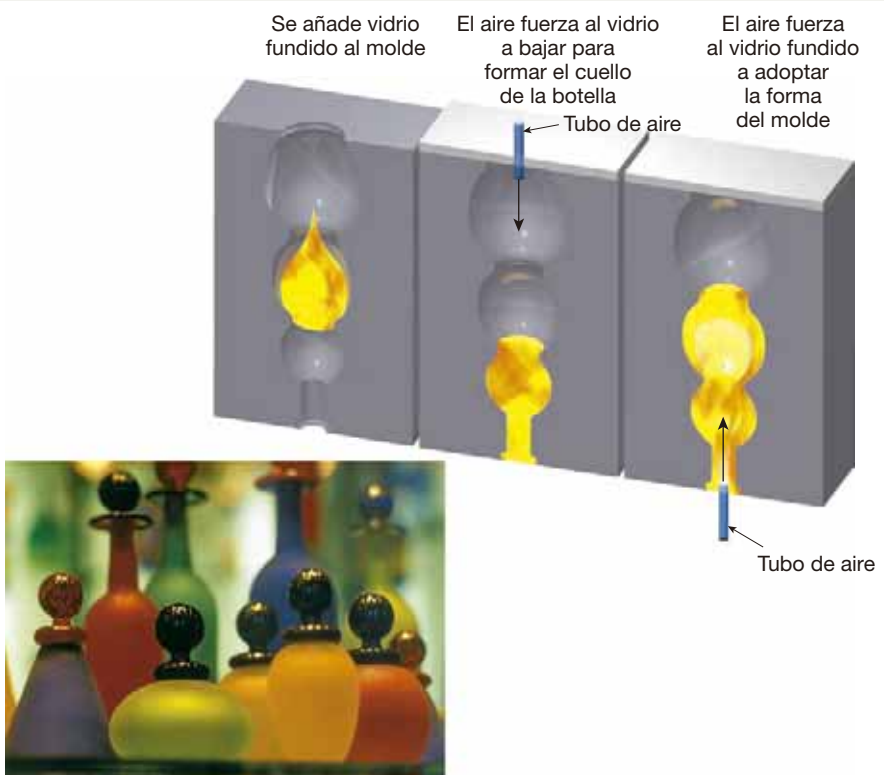


FIGURA 3.A. Los frascos de vidrio se hacen vertiendo vidrio fundido en un molde. Luego se hace pasar aire a través del vidrio fundido para que adopte la forma del molde. Se mezclan componentes metálicos con los ingredientes brutos para dar color al vidrio (Foto de Cosmo Condina/Stock Connection).

A veces los alumnos preguntan...

¿Los minerales de los que hemos hablado en clase son los mismos que los que se encuentran en los complementos alimenticios?

Normalmente no. Desde un punto de vista geológico, un mineral debe ser un sólido cristalino *presente en la naturaleza.* Los minerales que se encuentran en los complementos alimenticios son compuestos inorgánicos fabricados por el hombre que contienen *elementos* necesarios para sustentar la vida. Estos minerales alimenticios suelen contener elementos que son metales (calcio, potasio, fósforo, magnesio y hierro) y cantidades mínimas de una docena de otros elementos, como el cobre, el níquel y el vanadio. Aunque estos dos tipos de «minerales» son diferentes, están relacionados. La fuente de los elementos utilizados para hacer complementos alimenticios son, de hecho, los minerales presentes en la naturaleza en la corteza terrestre. También debe observarse que las vitaminas son *compuestos orgánicos* producidos por organismos vivos, no *compuestos inorgánicos,* como los minerales.

ÁTOMOS: LAS UNIDADES DE CONSTRUCCIÓN DE LOS MINERALES

Cuando se examinan cuidadosamente los minerales, aunque sea con un microscopio óptico, no son discernibles las innumerables partículas diminutas de sus estructuras internas. No obstante, los minerales, como ocurre con toda la materia, están compuestos por diminutas unidades de construcción denominados **átomos**, las partículas más pequeñas que no pueden ser químicamente divididas. Los átomos, a su vez, contienen partículas incluso más pequeñas, los *protones* y los *neutrones* localizadas en un **núcleo** central que está rodeado por *electrones* (Figura 3.3).

Propiedades de los protones, neutrones y electrones

Los **protones** y los **neutrones** son partículas muy densas con masas casi idénticas. Por el contrario, los **electrones** tienen una masa despreciable, en torno a 1/2.000 veces la de un protón. Por comparación, si un protón tuviera la masa de una pelota de béisbol, un electrón tendría la masa de un solo grano de arroz.

Protones y electrones comparten una propiedad fundamental denominada *carga eléctrica*. Los protones tienen una carga eléctrica de +1 y los electrones tienen una carga de −1. Los neutrones, como sugiere su nombre, no tienen carga. La carga de los protones y los electrones son de igual magnitud, pero de polaridad opuesta, de forma que cuando estas dos partículas están emparejadas, las cargas se equilibran entre sí. Dado que la materia contiene normalmente números iguales de protones con carga positiva y electrones con carga negativa, la mayoría de las sustancias son eléctricamente neutras.

En las ilustraciones a menudo representamos los electrones orbitando alrededor del núcleo, como las órbitas de los planetas alrededor del Sol. Sin embargo, los electrones *no* se comportan de esta forma. Una representación más realista del átomo muestra los electrones a modo de nubes de carga negativa alrededor de un núcleo (Figura 3.3B). Los estudios sobre la disposición de los electrones muestran que se mueven en torno al núcleo en regiones denominadas **capas principales**, cada una de ellas con un nivel de energía asociado. Además cada capa puede acomodar un número específico de electrones, y la capa más externa contiene los **electrones de valencia**, que son los electrones que interaccionan con otros átomos para formar los enlaces químicos.

La mayoría de los átomos del universo (excepto el hidrógeno y el helio) fueron creados en el interior de estrellas masivas mediante fusión nuclear y liberados en el espacio interestelar durante las explosiones de supernovas calientes. A medida que este material se iba enfriando, los núcleos recién formados atrajeron electrones para completar sus estructuras atómicas. A temperaturas inferiores a 600 °C, todos los átomos libres tienen un complemento completo de electrones, uno para cada protón del núcleo.

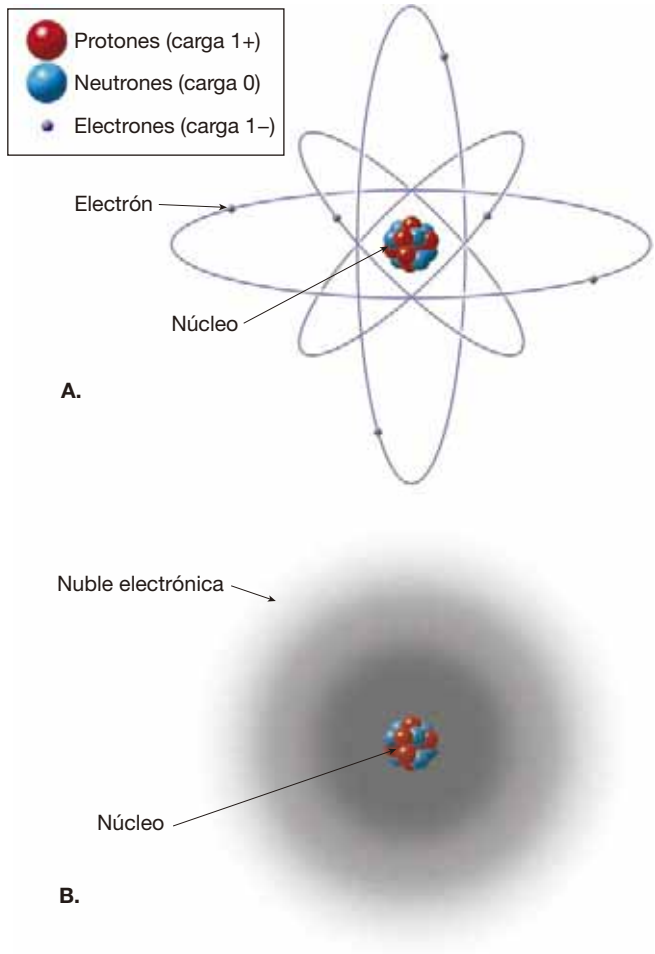


FIGURA 3.3. Dos modelos del átomo. A. Una visión del átomo muy simplificada. El núcleo central, compuesto por protones y neutrones, rodeados por electrones de alta velocidad. B. Este modelo del átomo muestra nubes de electrones de forma esférica (capas principales) rodeando al núcleo. Obsérvese que estos modelos no están dibujados a escala. Los electrones son de tamaño minúsculo en comparación con los protones y los neutrones, y el espacio relativo entre el núcleo y las capas de electrones es mucho mayor que la mostrada.

Los elementos definidos por su número de protones

Los átomos más sencillos tienen un solo protón en su núcleo mientras que otros tienen más de 100. El número de protones de un núcleo atómico, llamado el **número**

atómico, determina la naturaleza química de un átomo. Todos los átomos con el mismo número de protones comparten las mismas propiedades químicas y físicas. Un grupo del mismo tipo de átomos se denomina un **elemento**. Existen unos 90 elementos que aparecen de forma natural y 23 que han sido sintetizados.

Probablemente le resulten familiares los nombres de muchos elementos, como el cobre, el hierro, el oxígeno y el carbono. Dado que el número de protones identifica un elemento, todos los átomos de carbono tienen 6 protones y 6 electrones. Igualmente, cualquier átomo que tenga 8 protones es un átomo de oxígeno.

Los elementos pueden organizarse de tal forma que los que tienen propiedades similares se sitúen en columnas. Esta disposición, llamada la **tabla periódica**, se muestra en la Figura 3.4. A cada elemento se le otorga un símbolo de una o dos letras. También están incluidos los números atómicos y las masas para cada elemento.

Los átomos de los elementos que aparecen de forma natural son las unidades de construcción básicas de los minerales terrestres. Algunos minerales, como el cobre, los diamantes y el oro nativos, están formados en su totalidad por átomos de un único elemento (Figura 3.5). Sin embargo, la mayoría de los elementos tienden a unirse a átomos de otros elementos para formar **compuestos químicos**. Como consecuencia, la mayoría de los minerales son compuestos químicos formados por átomos de uno o más elementos.

¿POR QUÉ SE UNEN LOS ÁTOMOS?

Excepto en lo que se refiere al grupo de elementos conocido como gases nobles, los átomos se unen unos a otros bajo las condiciones (de temperatura y de presión) reinantes en la Tierra[1]. Algunos átomos se enlazan para formar *compuestos iónicos*, otros forman *moléculas* y otros forman *sustancias metálicas.* ¿Por qué sucede esto?

[1] El helio, el neón y el argón son ejemplos de gases nobles. En cada caso, se considera que la capa externa de los electrones de valencia está llena y por tanto tienen poca tendencia a participar en reacciones químicas.

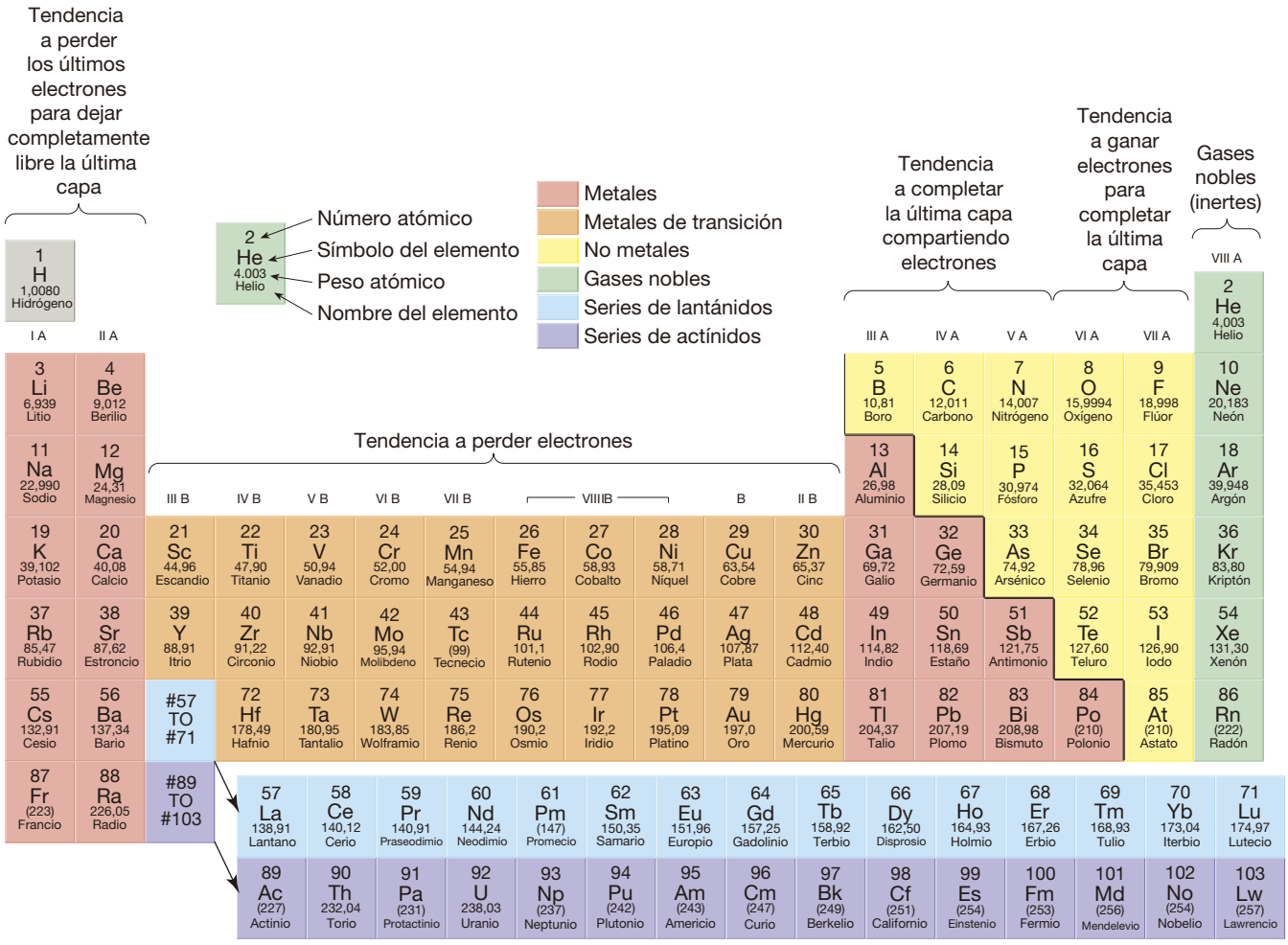


FIGURA 3.4. Tabla periódica de los elementos.

FIGURA 3.5. Oro con cuarzo. El oro, la plata, el cobre y los diamantes son minerales naturales compuestos por completo por átomos de un único elemento (Foto de Dennis Tasa).

Los experimentos demuestran que las fuerzas que mantienen unido el átomo y las fuerzas que enlazan unos átomos a otros son eléctricas. Además, estas atracciones eléctricas disminuyen la energía total de los átomos unidos, y los estados de menor energía son en general más estables. Por consiguiente, estos compuestos tienden a estar en un estado más estable que los átomos que están libres.

Como se ha indicado antes, los electrones de valencia son los que intervienen generalmente en la formación del enlace químico. En la Figura 3.6 se muestra una forma abreviada de representar el número de electrones de valencia (capa externa). Nótese que los elementos del Grupo I tienen un electrón de valencia, los del Grupo II tienen dos electrones de valencia y así sucesivamente hasta los ocho electrones de valencia del Grupo VIII.

Diagramas de puntos de electrones para algunos de los elementos más representativos

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H•							:He:
Li•	•Be•	•B•	•C•	•N•	:O•	:F•	:Ne:
Na•	•Mg•	•Al•	•Si•	•P•	:S•	:Cl•	:Ar:
K•	•Ca•	•Ga•	•Ge•	•As•	:Se•	:Br•	:Kr:

FIGURA 3.6. Diagrama de puntos para algunos elementos representativos. Cada punto representa un electrón de valencia encontrado en la capa principal más externa.

La primera capa solo puede contener dos electrones. En la segunda capa y en las superiores, se alcanza una configuración estable cuando la capa de valencia contiene ocho electrones. Los gases nobles como el neón y el argón tienen ocho electrones en su capa externa y tienden a no reaccionar. Siguen siendo gases atómicos a temperaturas muy por debajo de la temperatura ambiente.

Cuando la capa externa de un átomo no contiene ocho electrones, es probable que se una químicamente a otros átomos para rellenar su capa. Un **enlace químico** consiste en transferir o compartir los electrones que permiten a cada átomo obtener una capa de electrones de valencia completa. Algunos átomos hacen esto transfiriendo toda la capa de electrones de valencia a otros átomos, de modo que una capa más interna se convierte en la capa de valencia completa.

Cuando se transfieren electrones de valencia entre elementos para formar iones, el enlace es un *enlace iónico*. Si los electrones son compartidos por los átomos, el enlace es un *enlace covalente*. Cuando los electrones de valencia son compartidos por todos los átomos de una sustancia, el enlace es *metálico*. En todos los casos, los átomos que constituyen el enlace consiguen configuraciones electrónicas estables que normalmente consisten en ocho electrones en sus capas más externas.

Enlaces iónicos: la transferencia de electrones

Quizá el tipo de enlace más fácil de visualizar sea el *enlace iónico*, en el que un átomo cede uno o más de sus electrones de valencia a otro para formar **iones** (*átomos con carga positiva, catión, y negativa, anión)*. El átomo que pierde electrones se transforma en un ion positivo y el átomo que gana electrones en uno negativo. Los iones con carga opuesta se atraen mutuamente con gran intensidad y se unen para formar compuestos iónicos.

Consideremos el enlace iónico que se forma entre el sodio (Na) y el cloro (Cl) para producir cloruro sódico, el mineral halita (la sal de mesa común). Nótese en la Figura 3.7A que el sodio cede su único electrón de valencia al cloro. Como consecuencia, el sodio alcanza una configuración estable que tiene ocho electrones en su capa más externa. Al adquirir el electrón que pierde el sodio, el cloro, que tiene siete electrones de valencia, gana el octavo electrón necesario para completar su capa más externa. Por tanto, a través de la transferencia de un solo electrón, los átomos de sodio y de cloro han adquirido una configuración electrónica estable.

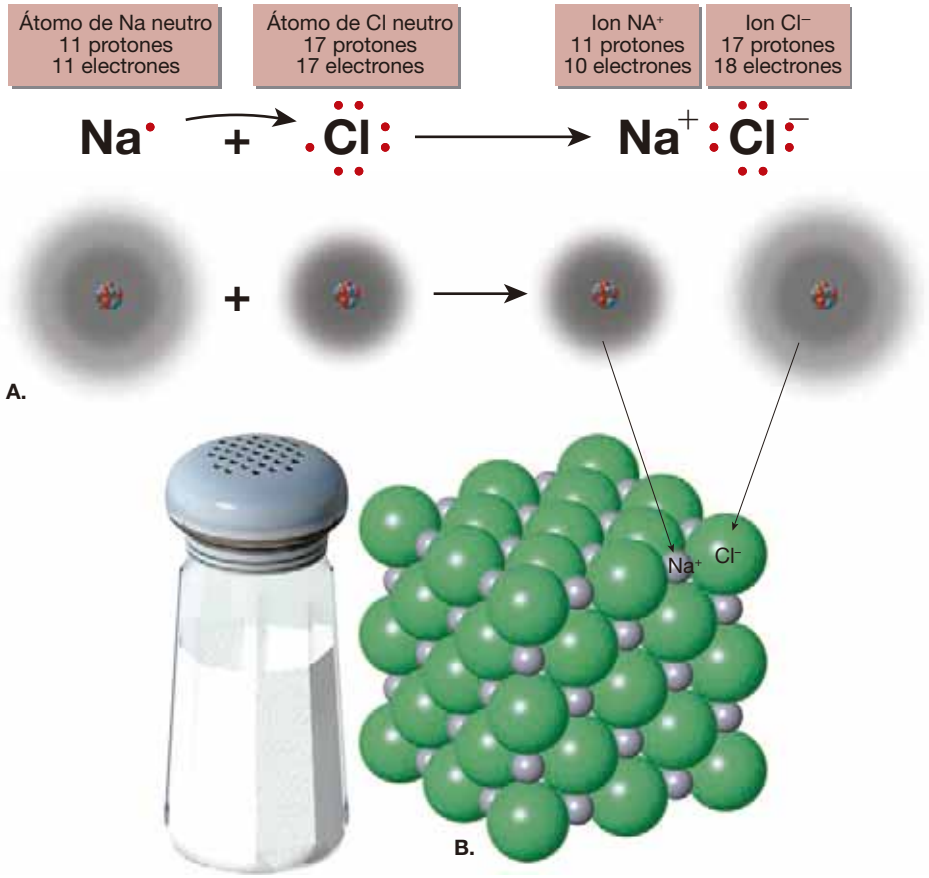


FIGURA 3.7. Enlace químico del cloruro sódico (sal de mesa). A. Mediante la transferencia de un electrón de la capa externa de un átomo de sodio a uno de cloro, el sodio se convierte en un ion positivo (catión) y el cloro en uno negativo (anión). B. Diagramas esquemáticos que ilustran la disposición (empaquetado) de los iones cloro y sodio en la sal de mesa.

Una vez ocurrida la transferencia electrónica, los átomos ya no son eléctricamente neutros. Al ceder un electrón, un átomo de sodio neutro se convierte en un átomo con carga positiva (con 11 protones y 10 electrones). De igual modo, al adquirir un electrón, el átomo de cloro neutro se convierte en un átomo con carga negativa (con 17 protones y 18 electrones). Sabemos que los iones con cargas iguales se repelen y que los que tienen cargas opuestas se atraen. Por tanto, un **enlace iónico** es la atracción de iones con cargas opuestas entre sí produciendo un compuesto eléctricamente neutro.

En la Figura 3.7B se ilustra la disposición de los iones de sodio y de cloro en la sal de mesa ordinaria. Obsérvese que la sal consta de iones sodio y cloro alternativos, colocados de tal manera que cada ion positivo es atraído, y rodeado por todas partes, por iones negativos y viceversa. Esta disposición aumenta al máximo la atracción entre iones con cargas opuestas a la vez que reduce al máximo la repulsión entre iones con cargas idénticas. Por tanto, los compuestos iónicos son una disposición ordenada de iones con cargas opuestas reunidos según una proporción definida que suministra una neutralidad eléctrica global.

Las propiedades de un compuesto químico son completamente diferentes de las propiedades de los elementos que los componen. Por ejemplo, el sodio es un metal plateado blando extremadamente reactivo y tóxico. Si se consumiera una cantidad muy pequeña de sodio elemental se necesitaría atención médica inmediata. El cloro es un gas verde venenoso, tan tóxico que se utilizó como arma química durante la Primera Guerra Mundial. Juntos, sin embargo, esos átomos producen el compuesto cloruro sódico, el inocuo potenciador del sabor que denominamos sal de mesa. Cuando los elementos se combinan para formar compuestos sus propiedades cambian totalmente.

Enlaces covalentes: compartiendo electrones

A veces las fuerzas que mantienen juntos los átomos no pueden explicarse por la atracción de iones con cargas opuestas. Un ejemplo es la molécula de hidrógeno (H_2),

en la que dos átomos de hidrógeno permanecen fuertemente unidos sin presencia de iones. La tremenda fuerza de atracción que mantiene unidos a dos átomos de hidrógeno es el resultado de un **enlace covalente**, *un enlace químico que se forma cuando los átomos comparten un par de electrones.*

Imaginemos dos átomos de hidrógeno, cada uno con un protón y un electrón, que se aproximan uno al otro hasta que sus órbitas se solapan (Figura 3.8). Al encontrarse cambiará la configuración electrónica para que ambos electrones ocupen el espacio entre los átomos. Dicho de otra forma, los dos electrones son compartidos por ambos átomos de hidrógeno y atraídos al mismo tiempo por la carga positiva del protón del núcleo de cada átomo (Figura 3.8). La atracción entre los dos electrones y ambos núcleos es la fuerza que mantiene unidos a estos átomos. Aunque no existen iones en las moléculas de hidrógeno, la fuerza que mantiene unidos estos átomos proviene de la atracción de partículas con cargas opuestas: los protones de los núcleos y los electrones compartidos por los átomos.

Otros gases que están compuestos de moléculas diatómicas son el oxígeno (O_2), el nitrógeno (N_2) y el cloro (Cl_2). Además, el grupo mineral más común, los silicatos, contiene átomos de silicio unidos covalentemente a átomos de oxígeno.

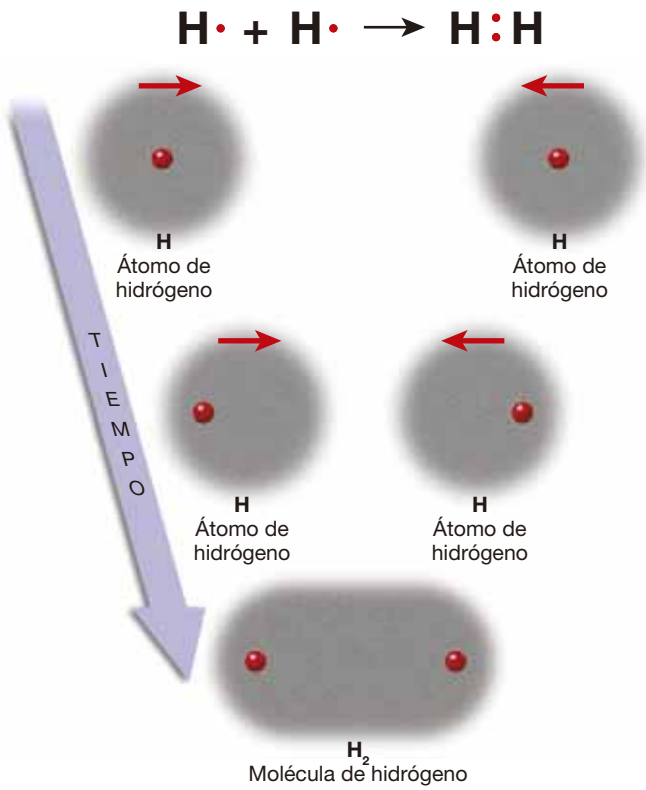


FIGURA 3.8. Formación de un enlace covalente entre dos átomos de hidrógeno (H) para formar una molécula de hidrógeno (H_2). Cuando los átomos de hidrógeno se enlazan, los electrones son compartidos por los dos átomos de hidrógeno y atraídos simultáneamente por la carga positiva del protón en el núcleo de cada átomo. La fuerza que mantiene unidos (enlaza) estos átomos es la atracción entre los electrones y ambos núcleos.

Enlaces metálicos: los electrones tienen libertad de movimiento

En los enlaces metálicos, los electrones de valencia tienen libertad para moverse de un átomo a otro, de manera que todos los átomos comparten los electrones de valencia disponibles. Este tipo de enlace se encuentra en metales como el cobre, el oro, el aluminio y la plata, y en aleaciones como el bronce y el latón. El enlace metálico es el responsable de la elevada conductividad eléctrica de los metales, de la facilidad con que son moldeados y de las otras numerosas propiedades especiales de los metales.

Otros enlaces: enlaces híbridos

Hemos descrito los extremos dentro de las posibilidades del enlace químico, la transferencia completa de electrones y el compartir perfectamente los electrones. Como cabe suponer, muchos enlaces químicos son en realidad híbridos que consisten en cierto grado en compartir electrones y, en cierta medida, en la transferencia de electrones. Pueden encontrarse enlaces con tasas y cualquier posible combinación de carácter covalentemente iónico. Por ejemplo, los minerales de silicato están compuestos por átomos de silicio y de oxígeno que se unen con otros elementos mediante enlaces que exhiben características de enlaces químicos y covalentes.

En resumen, un *enlace químico* es una gran fuerza de atracción existente entre los átomos de una sustancia.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es el término utilizado para indicar la pureza tanto del oro como de las piedras preciosas?

El *quilate* es el término utilizado para indicar la pureza del oro. 24 quilates representan el oro puro. El oro de menos de 24 quilates es una aleación (mezcla) de oro y otro metal, normalmente cobre o plata. Por ejemplo, el oro de 14 quilates contiene 14 partes de oro (por peso) mezcladas con diez partes de otros metales.

El *quilate* es una unidad de peso utilizada para las piedras preciosas como los diamantes, las esmeraldas y los rubíes. El tamaño de un quilate ha variado durante el curso de la historia, pero a principios del siglo xx se estandarizó en 200 mg (0,2 g). Por ejemplo, un diamante típico en un anillo de compromiso podría oscilar entre medio y un quilate, y el famoso diamante Hope, en la Smithsonian Institution, pesa 45,52 quilates.

ISÓTOPOS Y DESINTEGRACIÓN RADIACTIVA

Los átomos del mismo elemento pueden tener diferentes masas aunque posean el mismo número de protones y de electrones, estos átomos se denominan *isótopos*. Además, los núcleos de algunos átomos son inestables y cambian para convertirse en otros isótopos del mismo elemento o enteramente en átomos de otro elemento, un proceso denominado *desintegración radiactiva.*

El **número másico** de un átomo es simplemente el número total de sus neutrones y sus protones. Los átomos del mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, pero el número de neutrones puede variar. Los átomos con el mismo número de protones, pero números diferentes de neutrones se denominan **isótopos** de ese elemento. Los isótopos del mismo elemento se marcan colocando el número másico después del nombre o el símbolo del elemento. Por ejemplo, el carbono tiene tres isótopos bien conocidos. Uno tiene un número másico de doce (carbono-12), otro de trece (carbono-13) y el tercero, el carbono-14, tiene un número másico de catorce. Dado que todos los átomos del mismo elemento tienen el mismo número de protones, y el carbono tiene seis, el carbono-12 tiene también *seis* neutrones para proporcionarle un número másico de 12. El carbono-14, por otro lado, tiene seis protones más ocho neutrones para proporcionarle un número másico de 14. En cuanto a comportamiento químico, todos los isótopos del mismo elemento son casi idénticos. Distinguir entre ellos es como intentar diferenciar a dos gemelos idénticos, uno de los cuales es ligeramente más pesado. Dado que los isótopos de un elemento tienen el mismo comportamiento químico, diferentes isótopos pueden formar parte del mismo mineral. Por ejemplo, cuando el mineral calcita se forma a partir del calcio, el carbono y el oxígeno, algunos de sus átomos de carbono son carbono-12 y algunos son carbono-14.

Los núcleos de la mayoría de los átomos son estables. Sin embargo, muchos elementos tienen isótopos en los cuales los núcleos son inestables (el carbono-14 es un ejemplo de un isótopo estable). En este contexto, *inestable* significa que los núcleos cambian a través de un proceso espontáneo denominado **desintegración radiactiva.** Durante la desintegración radiactiva, los isótopos inestables radian energía y emiten partículas. Algo de la energía procedente de la desintegración radiactiva del interior de la Tierra contribuye a los movimientos de las placas litosféricas. La velocidad a la cual se descomponen los núcleos inestables es medible. Por consiguiente, ciertos átomos radiactivos se utilizan para determinar la edad de los fósiles, rocas y minerales. En el Capítulo 9 se comenta la desintegración radiactiva y sus aplicaciones a la datación de los acontecimientos geológicos del pasado.

CRISTALES Y CRISTALIZACIÓN

Muchas personas asocian la palabra cristal con las delicadas copas de vino con formas parecidas a piedras preciosas. Los mineralogistas, por otro lado, utilizan el término **cristal** o **cristalino** en referencia a *cualquier sólido natural con una estructura atómica ordenada, repetitiva.*

Según esta definición, los cristales pueden tener o no caras lisas. La muestra de la Figura 3.1, por ejemplo, exhibe la forma de cristal característico asociado con el cuarzo mineral, una forma sistemática hexagonal con extremos piramidales. Sin embargo, los cristales de cuarzo de la muestra de granito mostrada en la Figura 3.2 no exhiben caras bien definidas. Todos los minerales son cristalinos, pero las muestras con caras bien desarrolladas son relativamente poco frecuentes. Si se examinan miles de rocas, la probabilidad nos dice que ninguna contendría un cristal con caras bien definidas.

¿Cómo se forman los minerales?

Los minerales se forman a través del proceso de **cristalización**, en el cual moléculas o iones se unen químicamente para formar una estructura interna ordenada. La cristalización puede producirse de muchas formas y bajo muchas condiciones diferentes. Examinaremos tres modos amplios de cristalización: la cristalización de sales a partir de disoluciones acuosas; la cristalización que implica un cambio de temperatura; y la cristalización causada por procesos biológicos.

Quizá el tipo más familiar de cristalización resulte cuando se evapora una disolución acuosa (agua) que contiene iones disueltos. Como cabría esperar, la concentración de material disuelto aumenta a medida que se va eliminando el agua mediante evaporación hasta que hay agua solo la suficiente para disolver el material en ese momento la disolución está saturada. Una vez producida la saturación, los átomos se juntan para formar sustancias cristalinas sólidas que precipitan (sedimentan desde la disolución. El Mar Muerto y el Great Salt Lake proporcionan buenos ejemplos de este proceso (Figura 3.9). Al estar situados en regiones áridas con elevadas tasas de evaporación, de estos cuerpos de agua precipitan regularmente los minerales halita, silvina y yeso, así como otras sales solubles. En todo el mundo, extensos depósitos de sal, algunos de los cuales superan los 300 m de espesor, proporcionan evidencias de mares antiguos que hace tiempo que se evaporaron (*véase* Figura 3.39).

FIGURA 3.9. Vista aérea de lagunas de evaporación de sal, Great Salt Lake, Utah (Foto de Jim Wark/Peter Arnold).

Los minerales pueden precipitar también a partir de aguas subterráneas lentas, saturadas, donde los cristales se forman en fracturas y huecos de las rocas y los sedimentos. Un ejemplo interesante, denominado *geoda*, es un objeto de forma algo esférica con cristales que se proyectan hacia el interior (Figura 3.10). Las geodas a veces contienen cristales espectaculares de cuarzo, calcita u otros minerales.

Los cambios de temperatura también pueden desencadenar cristalización. Un descenso de temperatura puede hacer que los líquidos cristalicen en sólidos, un proceso idéntico a la formación de hielo a partir del agua líquida. La cristalización de los minerales procedentes de los magmas fundidos, aunque más complicada, es similar a la congelación del agua. Cuando el magma está caliente, los átomos son muy móviles; pero, a medida que el material fundido se enfría, los átomos se ralentizan y empiezan a combinarse. La cristalización de un cuerpo magmático genera rocas ígneas que consisten en un mosaico de cristales intercrecidos que suelen carecer de caras bien desarrolladas (*véase* Figura 3.2).

Organismos, como las bacterias microscópicas, también son responsables del inicio de la

FIGURA 3.10. Geoda parcialmente rellena de amatista, una variedad morada del cuarzo de Brasil. Las geodas se forman en cavidades de las rocas, como la caliza y las rocas volcánicas. El agua subterránea lenta que contiene silicatos, o carbonatos, disueltos depositan materia mineral en esas estructuras (Foto de Jeff Scovil).

A veces los alumnos preguntan...

Según el libro de texto, las capas gruesas de halita y yeso se formaron al evaporarse los océanos antiguos. ¿Eso ha tenido lugar en el pasado reciente?

Sí. Durante los últimos seis millones de años el mar Mediterráneo puede haberse secado y rellenado varias veces. Cuando se evapora el 65 por ciento del agua del mar, el yeso mineral empieza a precipitar, lo cual significa que sale de la disolución y se asienta en el fondo. Cuando se ha evaporado el 90 por ciento del agua, se forman los cristales de halita, seguidos por las sales de potasio y magnesio. Las perforaciones de las profundidades del Mediterráneo han puesto de manifiesto la presencia de capas gruesas de yeso y depósitos salinos (principalmente halita) unas encima de las otras a una profundidad máxima de 2 km. Se supone que estos depósitos son el resultado de acontecimientos tectónicos que periódicamente cerraron y reabrieron la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo (el actual estrecho de Gibraltar) durante los últimos millones de años. Durante los periodos en los que el Mediterráneo estaba separado del Atlántico, el clima cálido y seco de esta región provocó la casi evaporación del Mediterráneo. Luego, cuando se abría la conexión al Atlántico, la cuenca mediterránea se rellenaría con agua marina de salinidad normal. Este ciclo se repitió una y otra vez, produciendo las capas de yeso y sal encontradas en el fondo del Mediterráneo.

cristalización de cantidades sustanciales de materia mineral. Por ejemplo, el mineral pirita, cuando se encuentra en capas de lutita y de carbón, normalmente se genera por la acción de ciertas bacterias. Además, los moluscos (almejas) y otros invertebrados marinos segregan caparazones compuestos de los minerales carbonatados calcita y aragonito. Los restos de esos caparazones son componentes principales de muchas capas de caliza.

Estructuras cristalinas

Las caras planas y la simetría que poseen los cristales bien desarrollados son manifestaciones del empaquetado ordenado de los átomos o moléculas que constituyen la estructura interna de un mineral. Esta relación entre la cristalización y la estructura atómica había sido propuesta mucho antes, pero la verificación experimental no se produjo hasta 1912 cuando se descubrió que los rayos X eran difractados (dispersados) por los cristales. Las técnicas de difracción de rayos X hacen atravesar estos rayos por un cristal para exponer una lámina de película fotográfica al otro lado (Figura 3.11A). El haz interacciona con los planos de los átomos y es difractado de una manera que produce un patrón de puntos oscuros sobre la película (Figura 3.11B). (Esto es diferente de cómo se producen las imágenes de rayos X médicas y dentales: en estas imágenes, los rayos X que inciden en nuestros huesos

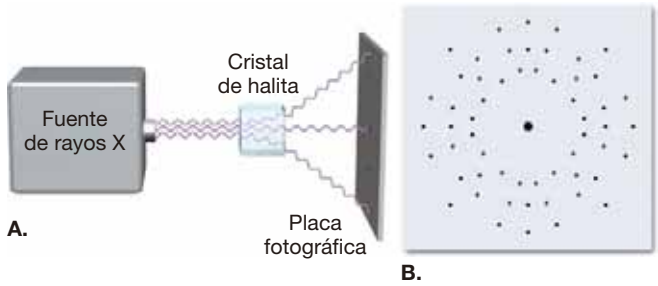


FIGURA 3.11. El principio de la difracción de rayos X. A. Cuando un haz de rayos X paralelos atraviesa un cristal, el haz experimenta difracción (dispersión) de tal forma que produce un patrón de puntos negros en una placa fotográfica. B. El patrón de difracción mostrado es para la halita mineral (NaCl).

u otra materia densa no lo hacen en la película.) El patrón de difracción resultante es una función del espaciado y la distribución de los átomos en el cristal, y es exclusivo de cada mineral. Por ende, la difracción de rayos X es una herramienta importante en la identificación mineral.

Con el desarrollo de las técnicas de difracción de rayos X, los mineralogistas pudieron investigar directamente las estructuras internas de los minerales y, como consecuencia, se descubrió que los minerales tienen disposiciones atómicas enormemente ordenadas que pueden describirse como átomos, o iones, de forma esférica que se mantienen juntos mediante enlaces iónicos, covalentes o metálicos. Las estructuras cristalinas más sencillas son las de los metales nativos como el oro y la plata, que están compuestos de tan solo un elemento. Consisten en átomos que están empaquetados en una red tridimensional bastante simple que reduce al mínimo los huecos. Imaginemos un grupo de bolas de cañón las cuales las capas están apiladas de tal forma que las esferas de una capa anidan en los huecos que quedan entre las esferas de las capas adyacentes.

En la mayoría de los minerales, la disposición atómica es más complicada que la observada en los metales nativos, porque consisten por lo menos en dos iones diferentes (a menudo de tamaños muy diferentes). En la Figura 3.12 se ilustran los tamaños relativos de algunos de los iones más comunes encontrados en los minerales. Nótese que los *aniones*, esto es, átomos que ganan electrones, tienden a ser mayores que los *cationes*, que los pierden.

Generalmente, los minerales que contienen cationes más grandes suelen ser menos densos que los minerales cuyos cationes son más pequeños. Por ejemplo, la densidad de la silvina (KCl), que contiene el catión de potasio, relativamente grande, es menos de la mitad que la densidad de la pirrotita (FeS), aun cuando sus pesos moleculares son similares. Esta relación no se mantiene para los cationes grandes que tienen pesos atómicos muy elevados.

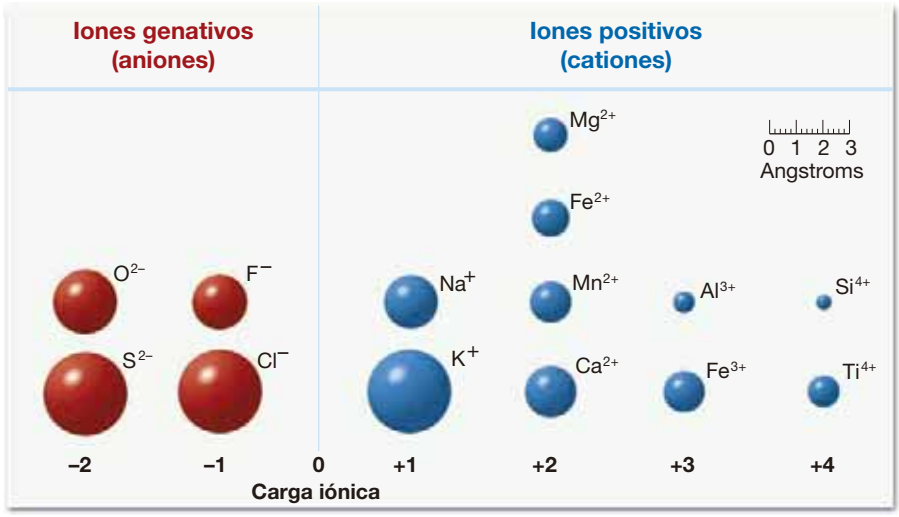


FIGURA 3.12. Tamaños relativos y cargas iónicas de diversos cationes y aniones encontrados habitualmente en los minerales. Los radios iónicos suelen expresarse en angstroms (1 angstrom = 10^{-8} cm).

La mayoría de las estructuras cristalinas pueden considerarse colecciones tridimensionales de esferas más grandes (aniones) con esferas más pequeñas (cationes) localizadas en los espacios que quedan entre las primeras, de forma que las cargas positivas y negativas se neutralizan unas con otras. Consideremos el mineral halita (NaCl), que tiene una estructura relativamente simple compuesto por un número igual de iones sodio con carga positiva y de iones cloro cargados negativamente. Dado que los aniones repelen a los aniones, y que los cationes repelen a los cationes, los iones de carga similar están situados lo más lejos posible unos de otros. Por consiguiente, en la halita, cada ion sodio (Na^+) está rodeado por todas partes por iones cloro, y viceversa (Figura 3.13). Esta disposición del empaquetado particular provoca unidades de construcción básicos,

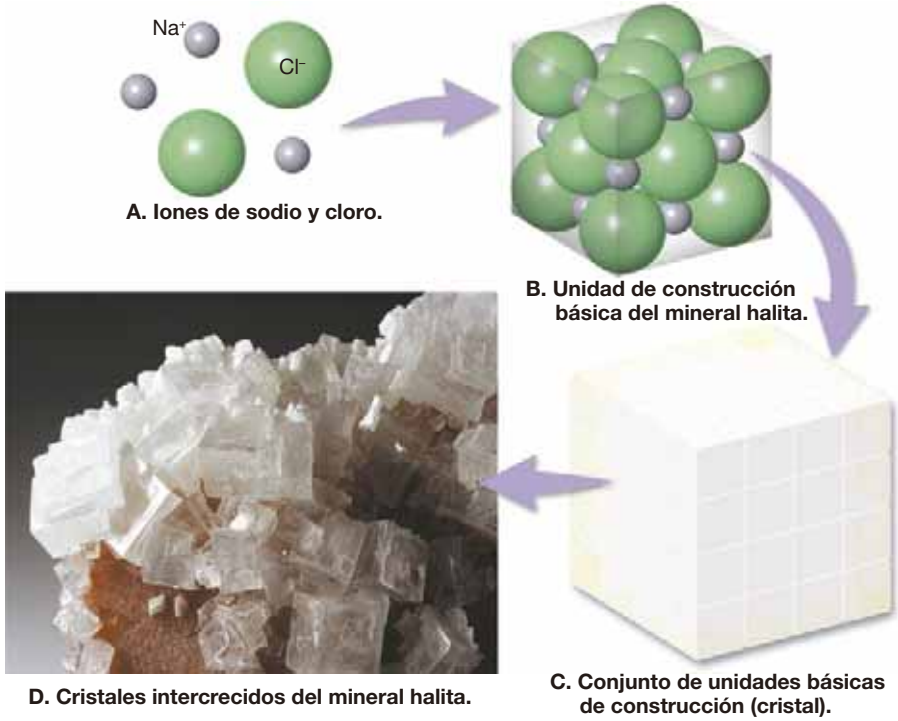


FIGURA 3.13. En este diagrama se ilustra la disposición ordenada de los iones de sodio y cloro en el mineral halita. La disposición de los átomos en unidades básicas de construcción con una forma cúbica tiene como resultado unos cristales cúbicos de forma regular (Foto de Dennis Tasa).

A. Cubo (fluorita) B. Octaedro (magnetita) C. Dodecaedro (granates)

FIGURA 3.14. Celdas unitarias cúbicas se apilan de diferente manera para producir cristales que exhiben formas diferentes. La fluorita (A) tiende a mostrar cristales cúbicos, mientras que los cristales de magnetita (B) suelen ser octaedros y los granates (C) suelen aparecer como dodecaedros (Fotos de Dennis Tasa).

denominados *celdas unidad* o *unitarias* que tienen formas cúbicas. Como se muestra en la Figura 3.13C, estas celdas unitarias cúbicas se combinan para formar cristales de halita de forma cúbica. Los cristales de cloruro sódico, entre ellos los que proceden de un salero, son a menudo cubos perfectos.

La forma y la simetría de estas unidades de construcción están relacionadas con la forma y la simetría del cristal entero. Es importante observar, sin embargo, que dos minerales pueden estar construidos con unidades geométricamente similares y exhibir, no obstante, formas externas diferentes. Por ejemplo, los minerales fluorita, magnetita y granate están construidos por celdas unitarias cúbicas. Sin embargo, estas celdas pueden unirse para producir cristales de muchas formas. Normalmente los cristales de fluorita son cubos, mientras que los de magnetita son octaedros, y los granates forman dodecaedros construidos por muchos cubos pequeños, como se muestra en la Figura 3.14. Dado que los bloques de construcción son tan pequeños, las caras de cristal resultantes son lisas y planas.

Pese al hecho de que los cristales naturales rara vez son perfectos, los ángulos entre caras de cristal equivalentes del mismo mineral son notablemente constantes. Esta observación la realizó por primera vez Nicolas Steno en 1669. Steno encontró que los ángulos entre caras adyacentes de prismas de cristales de cuarzo son de 120°, con independencia del tamaño de la muestra, el tamaño de las caras del cristal o de donde se recogieran los cristales (Figura 3.15). Esta observación se denomina normalmente **Ley de Steno**, como la **Ley de la constancia de los ángulos interfaciales**, porque se aplica a todos los minerales. La ley de Steno establece que *los ángulos entre caras equivalentes de cristales del mismo mineral son siempre los mismos*. Por esta razón, la forma del cristal suele ser una herramienta valiosa para la identificación mineral.

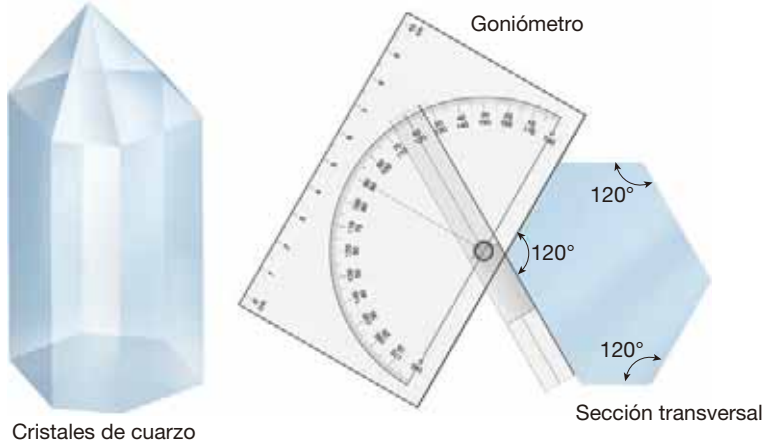


FIGURA 3.15. Ilustración de la ley de Steno. Dado que algunas caras de un cristal pueden crecer más que otras, dos cristales del mismo mineral pueden *no* tener formas idénticas. No obstante, los ángulos entre caras equivalentes son notablemente constantes.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Asbesto: ¿cuáles son los riesgos?

RECUADRO 3.2

Considerado inocuo al principio, incluso para utilizarse en la pasta de dientes, el asbesto puede haberse convertido en el más temido contaminante sobre la Tierra. El pánico por el asbesto cundió en 1986 cuando la Agencia de Protección Ambiental (*Environemental Protection Agency,* EPA) instituyó la Respuesta de Urgencia al Peligro del Asbesto (*Asbestos Hazard Emergency Response Act*), que exigía la comprobación de la existencia de asbesto en todas las escuelas públicas y privadas. Esto atrajo la atención pública sobre él e hizo surgir en los padres el miedo de que sus hijos pudieran contraer cánceres relacionados con el asbesto, dados los elevados niveles de fibras de ese elemento presentes en el ambiente escolar.

¿Qué es el asbesto?

Asbesto es un término comercial aplicado a una variedad de silicatos que se separan fácilmente en fibras delgadas y fuertes, que son flexibles, resistentes al calor y relativamente inertes (Figura 3.B). Estas propiedades hacen del asbesto un material deseable para la fabricación de una variedad de productos: aislamientos, fibras incombustibles, cemento, tejas y tuberías de agua caliente. Además, durante el «boom» de construcción de EEUU, en la década de los cincuenta y principios de los sesenta, se utilizaron de manera generalizada revestimientos de las paredes ricos en fibras de asbesto.

El mineral *crisotilo* («asbesto blanco») pertenece al grupo mineral de la serpentina y representa la gran mayoría del asbesto vendido comercialmente. Todas las demás formas de asbesto son los anfíboles y constituyen menos del 10 por ciento del asbesto de uso comercial. Los dos asbestos anfíboles más comunes se denominan informalmente «asbesto azul» y «asbesto marrón».

Exposición y riesgo

Las preocupaciones sanitarias sobre el asbesto proceden las elevadas tasas de fallecimiento observadas entre los mineros del asbesto, que se atribuyeron a la asbestosis (cicatrización pulmonar como consecuencia de la inhalación de fibras), el mesotelioma, (cáncer de tórax y la cavidad abdominal) y cáncer de pulmón. La preocupación creada queda demostrada por el crecimiento de una industria completa elaborada en torno a la eliminación de asbesto de los edificios.

Se sabe que las fibras rígidas y rectas del asbesto marrón y azul (anfíboles) perforan fácilmente, y permanecen alojadas en el revestimiento de los pulmones humanos. Las fibras son física y químicamente estables y no se descomponen en el cuerpo humano. Estas formas de asbesto son, por consiguiente, una causa genuina de preocupación. El asbesto blanco, sin embargo, al ser un mineral diferente, tiene propiedades diferentes. Las fibras curvas del asbesto blanco son fácilmente expulsadas desde los pulmones y, si no lo son, pueden disolverse al cabo de los años.

La U.S. Geological Survey ha tomado la posición de que los riesgos derivados de la forma más utilizada de asbesto (el crisótilo o «asbesto blanco») son mínimos o inexistentes. Citan estudios de mineros del asbesto blanco del norte de Italia, donde los índices de mortandad por mesotelioma y cáncer de pulmón difieren muy poco de la población general. Se llevó a cabo otro estudio entre personas que vivían en la zona de Thetford Mines, Québec, que fue la mayor mina de crisotilo del mundo. Durante muchos años no hubo control de polvo, de manera que esas personas estuvieron expuestas a niveles extremadamente elevados de asbesto transportado por el aire. No obstante, exhibían niveles normales de las enfermedades que se pensaban asociadas con la exposición al asbesto.

Pese al hecho de que más del 90 por ciento de todo el asbesto utilizado comercialmente es asbesto blanco, una serie de países han prohibido el uso de asbestos en muchas aplicaciones, porque no se distinguen las diferentes formas minerales del asbesto. Muy poco asbesto, una vez exaltado, se utiliza actualmente en Estados Unidos. Quizá estudios futuros permitan determinar si el pánico al asbesto, en el cual se han gastado miles de millones de dólares en pruebas y eliminación, estaba justificado o no.

FIGURA 3.B. Asbesto de crisotilo. Esta muestra es una forma fibrosa del mineral serpentina (Foto de E. J. Tarbuck).

Variaciones de composición en los minerales

Utilizando técnicas analíticas sofisticadas, los investigadores determinaron que la composición química de algunos minerales varía de manera sustancial de una muestra a otra. Estas variaciones de composición son posibles porque iones de tamaño similar pueden sustituirse fácilmente entre sí sin alterar la estructura del mineral. Esto es análogo a una pared realizada con

ladrillos de diferentes colores y materiales. Siempre que los ladrillos sean del mismo tamaño, la forma de la pared no se ve afectada; solo cambia su composición.

Consideremos el mineral olivino como un ejemplo de variabilidad química. La fórmula química del olivino es $(Mg,Fe)SiO_4$, en la cual los componentes variables magnesio y hierro están entre paréntesis. Observemos en la Figura 3.12 que los cationes, magnesio (Mg^{2+}) y hierro (Fe^{2+}), son prácticamente del mismo tamaño y tienen la misma carga eléctrica. En un extremo, el olivino puede contener magnesio sin nada de hierro o viceversa, pero la mayoría de las muestras de olivino tienen algo de ambos iones en su estructura. Por consiguiente, puede pensarse que el olivino tiene una gama de combinaciones de una variedad denominada *fosterita* ($MgSiO_4$) en un extremo hasta *fayalita* (Fe_2SiO_4) en el otro. No obstante, todos los especímenes de olivino tienen la misma estructura interna y exhiben propiedades muy similares, aunque no idénticas. Por ejemplo, los olivinos ricos en hierro tienen una mayor densidad que los especímenes ricos en magnesio, un reflejo del mayor peso atómico de hierro en comparación con el magnesio.

Al contrario que el olivino, minerales como el cuarzo (SiO_2) y la fluorita (CaF_2) tienden a tener composiciones químicas que difieren muy poco de sus fórmulas químicas. Sin embargo, incluso estos minerales contienen cantidades extremadamente pequeñas de otros elementos menos comunes, a los que se denomina elementos traza. Estos últimos tienen poco efecto sobre las propiedades de la mayoría de los minerales, pero pueden influir de manera significativa en el color del mineral.

Variaciones estructurales de los minerales

También es común que minerales con exactamente la misma composición química tengan estructuras internas diferentes y, por ende, diferentes formas externas. Los minerales de este tipo se dice que son **polimorfos** (*poli* =muchos; *morfo* = forma). El grafito y el diamante son ejemplos particularmente buenos de polimorfismo porque, cuando son puros, están formados en exclusiva por carbono y, sin embargo, tienen propiedades drásticamente diferentes. El grafito es el material gris y blando del cual se fabrica la mina de los lapiceros, mientras que el diamante es el mineral más duro conocido. Las diferencias entre esos minerales pueden atribuirse a las condiciones bajo las cuales se formaron. Los diamantes se forman a profundidades que se aproximan a los 200 km, donde las presiones y la temperaturas extremas producen la estructura compacta que se muestra en la Figura 3.16A. El grafito, por otro lado, se forma bajo presiones comparativamente bajas y consiste en láminas de átomos de carbono muy espaciados y débilmente unidos (Figura 3.16B). Dado que esas láminas de carbono se deslizan fácilmente una sobre otra, el grafito tiene un tacto graso y constituye un excelente lubricante.

Los científicos saben que calentando el grafito a presiones de confinamiento elevadas pueden producir diamantes sintéticos. Los diamantes «fabricados por el ser humano» suelen tener imperfecciones y en general no tienen la calidad gema. Sin embargo, debido a su dureza tienen muchos usos industriales. Además, como todos los diamantes se forman en entornos de presión y temperatura extremas, son algo inestables en la superficie terrestre donde las condiciones son muy diferentes. Por fortuna para los joyeros, «los diamantes son para siempre» porque la velocidad a la que cambian a su forma más estable, el grafito, es infinitesimalmente lenta.

La calcita y el aragonito son otros dos minerales con composiciones químicas idénticas, carbonato cálcico ($CaCO_3$), pero estructuras internas diferentes. La calcita se forma fundamentalmente a través de procesos bioquímicos y es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza. El aragonito, un polimorfo del $CaCO_3$ menos común es normalmente depositado en los manantiales termales y es también un importante constituyente de las perlas y los caparazones de algunos organismos marinos. Dado que el aragonito cambia gradualmente a la estructura cristalina más estable de calcita, es raro en rocas de más de cincuenta millones de años.

La transformación de un polimorfo en otro se denomina *cambio de fase.* En la naturaleza ciertos minerales atraviesan cambios de fase conforme pasan de un ambiente a otro. Por ejemplo, cuando una lámina de corteza oceánica compuesta por basalto rico en olivino es transportada a mayores profundidades por una placa en subducción, el olivino cambia a un polimorfo más compacto denominado espinela.

A veces los alumnos preguntan…

¿Existen materiales artificiales más duros que el diamante?

Sí, pero pronto dejaremos de verlos. Una forma dura del nitruro de carbono (C_3N_4), descrita en 1989 y sintetizada en un laboratorio poco después, puede ser más dura que el diamante, pero no se ha producido en cantidades suficientes como para realizar un examen adecuado. En 1999, los investigadores descubrieron que una forma de carbono hecha a partir de esferas fundidas de 20 y 28 átomos de carbono (emparentadas con las famosas «buckyballs») también podría ser tan dura como un diamante. La producción de estos materiales es cara, de modo que los diamantes continúan utilizándose como abrasivos y en ciertos tipos de instrumentos cortantes. Los diamantes sintéticos, producidos desde 1955, se utilizan mucho en la actualidad en estas aplicaciones industriales.

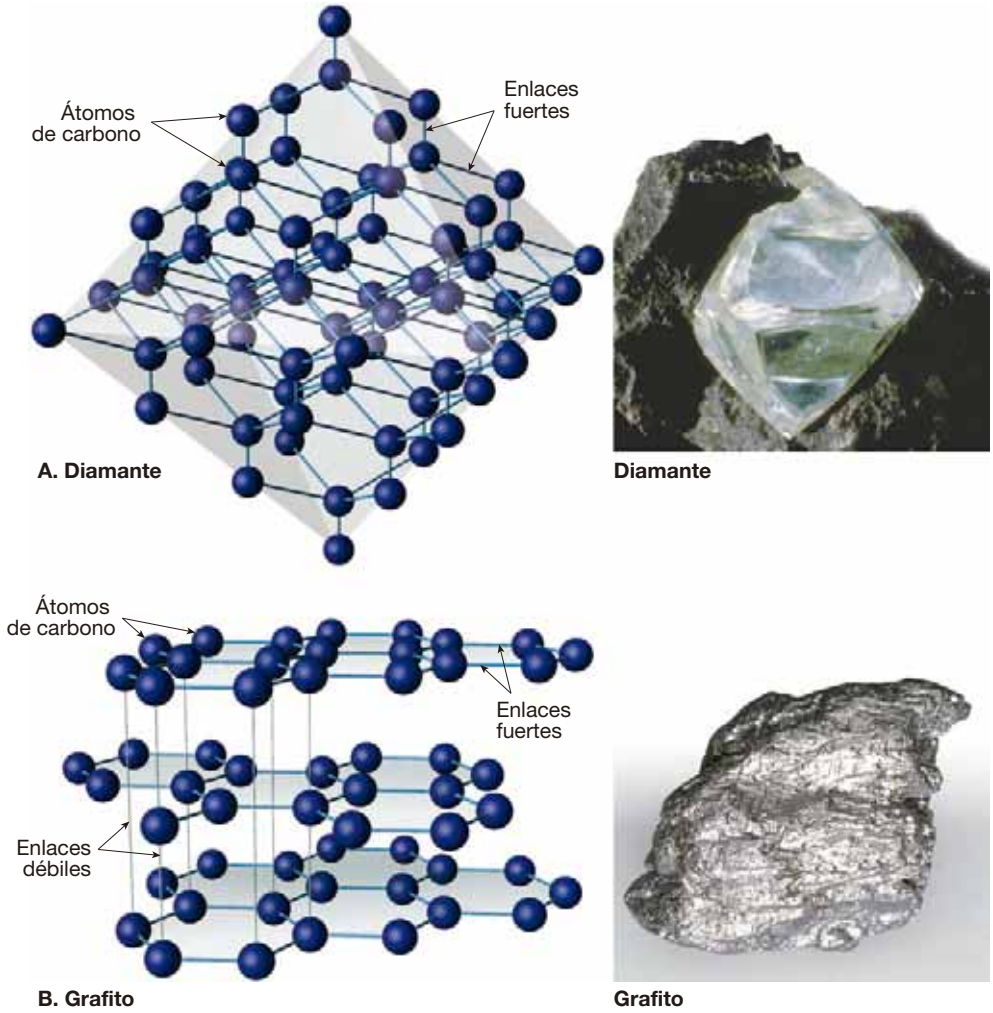


FIGURA 3.16. Comparación de las estructuras del diamante y el grafito. Las dos son sustancias naturales con la misma composición química: átomos de carbono. No obstante, su estructura interna y sus propiedades físicas reflejan el hecho de que cada uno se formó en un ambiente muy diferente. A. Todos los átomos de carbono del diamante están unidos por enlaces covalentes en una estructura tridimensional compacta, que explica la dureza extrema del mineral. B. En el grafito, los átomos de carbono se enlazan en láminas que se unen a través de fuerzas eléctricas muy débiles. Estos enlaces débiles permiten que las láminas de carbono se deslicen fácilmente unas respecto a otras, lo que hace blando y resbaladizo el grafito, y por tanto útil como un lubricante seco. (A.: fotógrafo Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution; B.: E. J. Tarbuck).

PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES

MATTER AND MINERALS
▸ Physical Properties of Minerals

Cada mineral tiene una estructura cristalina y una composición química definidas, que le proporcionan un conjunto único de propiedades físicas compartidas por todas las muestras de ese mineral. Por ejemplo, todas las muestras de halita tienen la misma dureza, la misma densidad y se rompen de una manera similar. Dado que la estructura interna y la composición química de un mineral son difíciles de determinar sin la ayuda de ensayos y aparatos sofisticados, se suelen utilizar en su identificación las propiedades físicas más fácilmente reconocibles.

Las propiedades físicas diagnósticas de los minerales son las que pueden determinarse mediante la observación o realizando una prueba sencilla. Las principales propiedades físicas utilizadas habitualmente para identificar muestras pequeñas de minerales son: el brillo, el color, la raya, la forma cristalina, la tenacidad, la dureza, la exfoliación, la fractura y la densidad o peso específico. Las propiedades secundarias (o «especiales») que una cantidad limitada de minerales exhiben son: el magnetismo, el sabor, el tacto, el olor, la birrefringencia y la reacción química con ácido clorhídrico.

Propiedades ópticas

De las muchas propiedades ópticas de los minerales, cuatro (brillo, capacidad para transmitir la luz, color y raya) son las utilizadas con más frecuencia para la identificación de los minerales.

Brillo

El aspecto o la calidad de la luz reflejada de la cara de un mineral se conoce como **brillo**. Los minerales que tienen el aspecto de metales, con independencia del color, se dice que tienen un *brillo metálico* (Figura 3.17). Algunos minerales metálicos, como el cobre nativo y la galena, desarrollan una cubierta opaca o deslustre al ser expuestos a la atmósfera. Como no son tan brillantes como las muestras recién rotas, a menudo se dice que exhiben un *brillo submetálico*.

La mayoría de los minerales tienen un *brillo no metálico* y se describen mediante diversos adjetivos, entre ellos *vítreo*. Otros minerales no metálicos se describen como con el *brillo opaco o terroso* (un aspecto más de como el del suelo) o un *brillo perlado* (como una perla por el interior del caparazón de una almeja). Otros exhiben un *brillo sedoso* (como el satén) o un *brillo graso* (como si estuviera recubierto de aceite).

La capacidad para transmitir la luz

Otra propiedad óptica utilizada en la identificación de los minerales es la capacidad para transmitir la luz. Cuando no se transmite la luz, el mineral se describe como *opaco*; cuando se transmite la luz, pero no una imagen, a través de un mineral, se dice que es *translúcido*. Cuando la luz y la imagen son visibles a través de la muestra, el mineral se describe como *transparente*.

FIGURA 3.17. La muestra recién rota de la galena (derecha) exhibe un brillo metálico, mientras que la muestra de la izquierda está deslustrada y tiene un brillo submetálico (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

Color

Aunque el **color** es en general la característica más obvia de un mineral, se considera una propiedad diagnóstica de solo unos pocos minerales. Ligeras impurezas en el mineral común cuarzo, por ejemplo, le proporcionan una diversidad de colores, entre ellos el rosa, el morado, el amarillo, el blanco, el gris e incluso el negro (*véase* Figura 3.34). Otros minerales, como la turmalina, exhiben también una variedad de tintes, y a veces aparecen múltiples colores en la misma muestra. Por tanto, el uso del color como una manera de identificación suele ser ambigua e incluso llevar a confusión.

Raya

El color de una muestra no siempre es útil para la identificación, pero la **raya** (el color de un mineral en polvo) suele ser diagnóstica. La raya se obtiene frotando a través del mineral con una pieza de porcelana no vidriada denominada *placa de raya* y observando el color de la marca que deja (Figura 3.18). Aunque el color de un mineral puede variar de una muestra otra, la raya normalmente no varía.

La raya puede ser también una ayuda para distinguir minerales con brillos metálicos de minerales que tienen brillos no metálicos. Los minerales metálicos tienen en general una raya densa y oscura, mientras que los minerales con brillos no metálicos tienen una raya que normalmente es de color claro.

Debe observarse que no todos los minerales producen una raya cuando se utiliza una placa de raya. Por ejemplo si el mineral es más duro que la placa, no se observará raya.

FIGURA 3.18. Aunque el color de un mineral puede no ser de mucha utilidad para su identificación, la raya, que es el color del mineral en polvo, puede ser muy útil (Foto de Dennis Tasa).

Forma o hábito del cristal

Los mineralogistas utilizan el término **forma** o **hábito del cristal** para referirse a la forma común característica de un cristal o agregado de cristales. Unos pocos minerales exhiben polígonos algo regulares que son útiles para su identificación. Recordemos que los cristales de magnetita a veces aparecen como octaedros, los granates a menudo forman dodecaedros y los cristales de halita y fluorita tienden a crecer en forma de cubos o casi cubos (*véase* Figura 3.14). Si bien la mayoría de los minerales tienen solo un hábito común, unos pocos, como la pirita, tienen dos o más formas de cristal características (Figura 3.19).

En contraste, algunos minerales rara vez desarrollan formas geométricas perfectas. Muchos de ellos, sin embargo, desarrollan una forma característica que es útil para su identificación. Algunos minerales tienden a crecer por igual en las tres dimensiones, mientras que otros tienden a alargarse en una dirección, o aplanarse si se suprime el crecimiento en una dimensión. Los términos habitualmente utilizados para describir estos y otros aspectos de los cristales son: *equidimensional, acicular, fibroso, tabular, prismático, laminar, masivo* y *botrioidal* (Figura 3.20).

Fuerza mineral

La facilidad con que los minerales se rompen o se deforman bajo estrés está relacionada con el tipo y la fuerza de los enlaces químicos que mantienen juntos los cristales. Los mineralogistas utilizan términos como tenacidad, dureza, exfoliación y fractura para describir la fuerza de un mineral y cómo se rompen cuando se aplica tensión.

FIGURA 3.19. La mayoría de los minerales exhibe solo una forma cristalina común, pero algunos, como la pirita, tienen dos o más hábitos característicos (Fotos de Dennis Tasa).

A. Acicular **B.** Prismático

C. Bandeado **D.** Botroidal

FIGURA 3.20. Algunos hábitos cristalinos comunes. A. *Acicular*. Cristales alargados que están aplanados en una dirección. B. *Prismático*. Cristales alargados con caras que son paralelas a una dirección común. C. *Bandeado*. Minerales que tienen bandas de diferente color o textura. D. *Botroidal*. Grupos de cristales entrecrecidos que recuerdan a un racimo de uvas (Foto de Dennis Tasa).

Tenacidad

El término **tenacidad** describe la firmeza de un mineral o su resistencia a romperse o deformarse. Los minerales que están unidos mediante enlaces iónicos, como la fluorita y la halita, tienden a ser *quebradizos* y a fragmentarse en pequeños trozos cuando se golpean. Por el contrario, los minerales con enlaces metálicos, como el cobre nativo, son *maleables*, o fáciles de transformar en diferentes formas con el martillo. Minerales, como el yeso y el talco, que pueden cortarse en finas virutas se describen como *séctiles*. Aún otros, sobre todo las micas, son elásticas y se doblarán y volverán a su forma original después de que el estrés sea liberado.

Dureza

Una de las propiedades diagnósticas más útiles es la **dureza**, una medida de la resistencia de un mineral a la abrasión o al rayado. Esta propiedad se determina frotando un mineral de dureza desconocida contra uno de dureza conocida o viceversa. Puede obtenerse un valor numérico de la dureza utilizando la **escala de Mohs** de dureza, que consiste en diez minerales dispuestos en orden desde 1 (el más blando) hasta 10 (el más duro), como se muestra en la Figura 3.21A. Nótese que la escala de Mohs es una clasificación relativa y no implica

que el mineral número 2, yeso, sea dos veces más duro que el mineral 1, talco. De hecho, el yeso es solo ligeramente más duro que el talco, como se muestra en la Figura 3.21B.

En el laboratorio, pueden utilizarse otros objetos comunes para determinar la dureza de un mineral, entre ellos, las uñas humanas, que tienen una dureza de 2,5, una moneda de cobre, de 3, y un trozo de vidrio, de 5,5. El yeso mineral, que tiene una dureza de 2, puede rayarse fácilmente con una uña. Por otro lado, la calcita mineral, que tiene una dureza de 3, rayará una uña, pero no el vidrio. El cuarzo, el más duro de los minerales comunes, rayará el cristal. Los diamantes, los más duros de todos, rayarán todo.

Exfoliación y fractura

En la estructura cristalina de muchos minerales, algunos enlaces atómicos son más débiles que otros. Es a lo largo de estos enlaces débiles que los minerales tienden a romperse cuando son sometidos a tensión. La **exfoliación** es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos de enlaces débiles. No todos los minerales tienen exfoliación, pero los que la poseen pueden ser identificados por las caras planas, relativamente lisas, que se producen cuando se rompe el mineral.

El tipo más sencillo de exfoliación es exhibido por las micas (Figura 3.22). Dado que estos minerales tienen enlaces muy débiles en una dirección, se exfolian formando láminas planas y delgadas. Algunos minerales tienen excelente exfoliación en una, dos, tres o más direcciones, mientras que otros exhiben poca exfoliación y, otros carecen por completo de esta característica. Cuando los minerales se rompen uniformemente en más de una dirección, la exfoliación se describe por el *número de direcciones de exfoliación* y los *ángulos a los cuales se producen* (Figura 3.23).

Cada superficie de exfoliación que tiene una orientación diferente se considera como una dirección de exfoliación diferente. Por ejemplo, algunos minerales se exfolian para formar cubos de seis caras. Dado que los cubos se definen por tres conjuntos diferentes de planos paralelos que hacen intersección en ángulos de 90°, la exfoliación se describe como *tres direcciones de exfoliación que se producen a 90°*.

No se debe confundir exfoliación con forma cristalina. Cuando un mineral exhibe exfoliación, se romperá

A. Escala de Mohs (Dureza relativa)

B. Comparación de la escala de Mohs y una escala absoluta

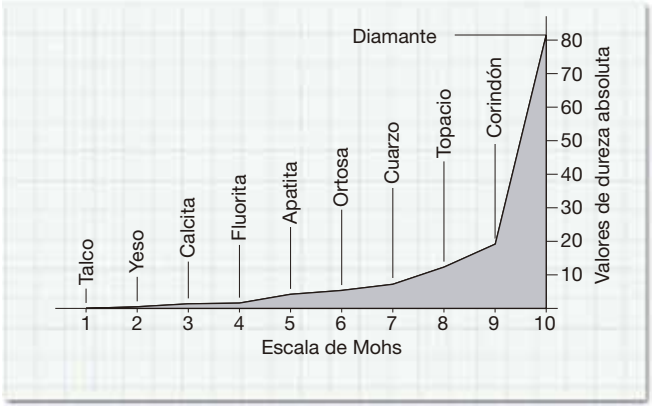


FIGURA 3.21. Escalas de dureza. A. Escala de dureza de Mohs, con la dureza de algunos objetos comunes. B. Relación entre la escala de dureza relativa de Mohs y una escala de dureza absoluta.

FIGURA 3.22. Las capas delgadas mostradas aquí se produjeron separando un cristal de mica (moscovita) en paralelo a su exfoliación perfecta (Foto de Chip Clark).

Número de direcciones de exfoliación	Forma	Esquema	Direcciones de exfoliación	Ejemplo
1	Láminas planas			Moscovita
2 a 90°	Forma alargada con sección transversal rectangular (prisma)			Feldespato
2 no a 90°	Forma alargada con sección transversal en paralelogramo (prisma)			Hornblenda
3 a 90°	Cubo			Halita
3 no a 90°	Romboedro			Calcita
4	Octaedro			Fluorita

FIGURA 3.23. Direcciones de exfoliación comunes exhibidas por los minerales. (Fotos de E. J. Tarbuck y Dennis Tasa.)

en trozos *que tengan la misma geometría.* Por el contrario, los cristales de cuarzo de caras lisas que se muestran en la Figura 3.1 no tienen exfoliación. Si se rompen, se fracturan en formas que no se parecen entre sí ni a los cristales originales.

Fractura

Los minerales con enlaces químicos de fuerza igual o prácticamente igual en todas direcciones exhiben una propiedad denominada **fractura**. Cuando los minerales se fracturan, la mayoría produce caras desiguales, que se describen como irregulares. Sin embargo, algunos minerales como el cuarzo se rompen en superficies curvas lisas que recuerdan a vidrios rotos. Esta fractura se denomina *fractura concoidea* (Figura 3.24). Otros minerales exhiben fracturas que producen astillas o fibras, que se conocen como *fractura astillosa* y *fibrosa*, respectivamente.

FIGURA 3.24. Fractura concoidea. Las superficies curvas lisas se producen cuando los minerales se rompen como el vidrio (Foto de E. J. Tarbuck).

Densidad y peso específico

La **densidad** es una propiedad importante de la materia definida como la masa por unidad de volumen, normalmente expresada como gramos por centímetro cúbico. Los mineralogistas a menudo utilizan una medida relacionada denominada *peso específico* para describir la densidad de los minerales. El **peso específico** es un número sin unidad que representa la relación del peso de un mineral respecto del peso de un volumen igual de agua.

Los minerales formadores de roca más comunes tienen un peso específico comprendido entre 2 y 3. Por ejemplo, el cuarzo tiene un peso específico de 2,65. Por el contrario, algunos minerales metálicos, como la pirita, el cobre nativo y la magnetita tienen una densidad que es el doble de la correspondiente al cuarzo. La galena, que es una mena de plomo, tiene un peso específico de en torno a 7,5, mientras que el peso específico del oro de 24 quilates es de aproximadamente 20.

Con un poco de práctica, podemos estimar el peso específico de un mineral sosteniéndolo en la mano. Podemos preguntarnos, ¿este mineral es tan «pesado» como rocas de tamaño similar que alguna vez he tenido en la mano? Si la respuesta es positiva, el peso específico de la muestra probablemente oscilará entre 2,5 y 3.

Otras propiedades de los minerales

Además de las propiedades ya comentadas, algunos minerales pueden reconocerse por otras distintivas. Por ejemplo, la halita es la sal común, de manera que puede identificarse fácilmente a través del gusto. El talco y el grafito provocan sensaciones distintas; el talco produce al tacto una sensación jabonosa y el grafito, de grasa. Además, la raya de muchos minerales que contienen azufre huele a huevos podridos. Unos pocos minerales, como la magnetita, tienen un elevado contenido en hierro y pueden ser atraídos por un imán, mientras que algunas variedades (calamita) son imanes naturales y atraerán pequeños objetos que contengan hierro, como los alfileres y los clips (Figura 3.40).

Además, algunos minerales exhiben propiedades ópticas especiales. Por ejemplo, cuando se coloca una muestra transparente de calcita sobre material impreso, las letras aparecen duplicadas. Esta propiedad óptica se conoce como *birrefringencia* (Figura 3.25).

Un ensayo químico muy sencillo consiste en colocar una gota de ácido clorhídrico diluido de un cuentagotas en la superficie recién cortada de un mineral. Algunos minerales, denominados carbonatos,

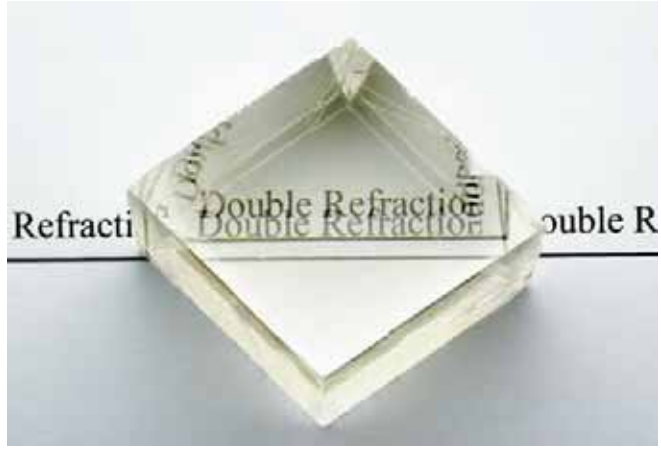


FIGURA 3.25. Birrefringencia ilustrada por el mineral calcita (Foto de Chip Clark).

A veces los alumnos preguntan...

¿Es el oro el metal más valioso?

Históricamente el oro se consideró el metal más preciado, seguido por la plata. Si bien ambos tienen importantes usos industriales, el oro y la plata se conocen mejor por sus usos en el arte, la joyería y la acuñación de monedas. En el momento de escribir esto, sin embargo, el coste del platino es de 1.200 $ estadounidenses por cada onza troy (31,1 g), lo que excede en mucho el valor de una cantidad igual de oro (900 $ estadounidenses). Además de su uso en joyería, el platino se utiliza para la fabricación de convertidores catalíticos, que transforman las emisiones peligrosas de los motores de los automóviles en gases menos nocivos. En 2008, el rodio, un metal plateado duro, con un poder de reflexión muy elevado, se llegó a vender en 10.000 $ estadounidenses por onza, lo que lo convierte en el metal precioso más caro registrado. El precio del rodio cayó posteriormente a menos de 1.000 $ la onza.

producirán efervescencia al liberarse el dióxido de carbono (Figura 3.26). Este ensayo es útil para identificar el mineral calcita, que es un carbonato mineral común.

DENOMINACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS MINERALES

Se conocen por su nombre casi 4.000 minerales y se identifican cada año de 30 a 50 minerales nuevos. Por fortuna, para los estudiantes que están empezando a estudiar los minerales, ¡no más de una docena son abundantes! En conjunto estos pocos constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y como tales se clasifican como los *minerales formadores de rocas.*

Aunque menos abundantes, muchos otros minerales se utilizan de manera extensa en la fabricación de productos que impulsan nuestra sociedad moderna, y se denominan minerales *económicos* (*véase* Recuadro 3.2). Debe observarse que los minerales formadores de rocas y los minerales económicos no son grupos mutuamente excluyentes. Cuando se encuentran en depósitos grandes, algunos minerales formadores de rocas son significativos desde el punto de vista económico. Un ejemplo es el mineral calcita, que es el principal componente de la roca sedimentaria caliza y que tiene muchos usos, entre ellos la producción de cemento.

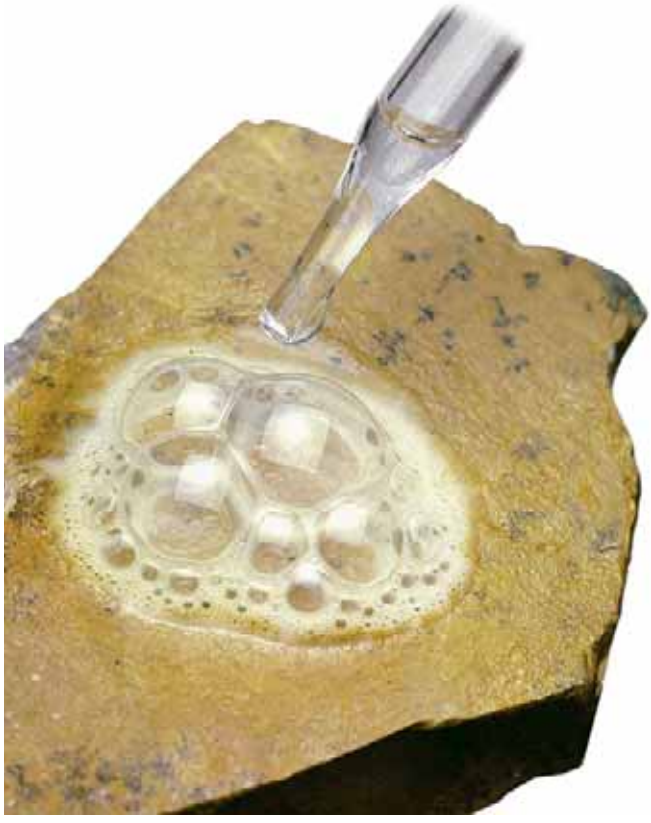


FIGURA 3.26. La calcita reacciona con un ácido débil (Foto de Chip Clark).

La determinación de lo que es o no es un mineral está en manos de la Asociación Mineralógica Internacional. Las personas que creen haber descubierto un mineral nuevo deben presentar una solicitud a esta organización con una descripción detallada de su descubrimiento. Si se confirma, se permite al descubridor elegir un nombre para el nuevo mineral. Los minerales han recibido nombres de los lugares donde se descubrieron, su aspecto y su composición química. Casi el 50 por ciento han sido nombrados en honor a una persona, pero las reglas prohíben poner a un mineral el propio nombre.

Clasificación de los minerales

Los minerales se sitúan en categorías de una manera muy parecida a como se clasifican los animales y las plantas. Los mineralogistas utilizan el término *especie mineral* para un conjunto de especímenes que exhiben estructuras internas y composiciones químicas similares. Algunas especies minerales comunes son el cuarzo, la calcita, la galena y la pirita. Sin embargo, exactamente igual que los animales y las plantas que difieren algo de unas a otras dentro de una especie, lo mismo ocurre con la mayoría de los especímenes dentro de una especie mineral.

Las especies minerales suelen asignarse a una *clase mineral* en función de sus aniones, o complejos aniónicos, como se muestra en la Tabla 3.1. Algunas de las clases minerales importantes son los silicatos (SiO_4^{4-}), los carbonatos (CO_3^{2-}), los haluros (Cl^{1-}, F^{1-}, Br^{1-}) y los sulfatos (SO_4^{2-}). Dentro de cada clase, los minerales tienden a tener estructuras internas similares y, por consiguiente, propiedades parecidas. Por ejemplo, los minerales que pertenecen a la clase de los carbonatos reaccionan químicamente con el ácido (aunque en grados variables) y muchos exhiben exfoliación rómbica. Además, los minerales de la misma clase a menudo se encuentran juntos en la misma roca. Los haluros, por ejemplo, suelen aparecer juntos en los depósitos de evaporita.

Las clases minerales se subdividen además en función de semejanzas en las estructuras o las composiciones atómicas. Por ejemplo, los mineralogistas agrupan a los minerales de feldespato (ortosa, albita y anortita) porque todos tienen estructuras internas similares. Los minerales cianita, andalucita y sillimanita se agrupan porque tienen la misma composición química (Al_2SiO_5). Recordemos que los minerales que tienen la misma composición pero diferentes estructuras cristalinas se denominan *polimorfos*. Algunos grupos comunes de minerales son los feldespatos, los piroxenos, los anfíboles, los olivinos y las micas. Dos miembros (especies) del grupo

Tabla 3.1. Principales clases minerales

Clase	Anión, complejo aniónico o elementos	Ejemplo (especies mineral)	Fórmula química
Silicatos	$(SiO_4)^{4-}$	Cuarzo	SiO_2
Haluros	Cl^{1-}, F^{1-}, Br^{1-}, I^{1-}	Halita	NaCl
Óxidos	O^{2-}	Corindón	Al_2O_3
Hidróxidos	$(OH)^{1-}$	Gibbsita	$Al(OH)_3$
Carbonatos	$(CO_3)^{2-}$	Calcita	$CaCO_3$
Nitratos	$(NO_3)^{1-}$	Nitratina	$NaNO_3$
Sulfatos	$(SO_4)^{2-}$	Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Fosfatos	$(PO_4)^{3-}$	Apatito	$Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$
Elementos nativos	Cu, Ag, S	Cobre	Cu
Sulfuros	S^{2-}	Pirita	FeS_2

de las micas son la biotita y la moscovita, o que tienen estructuras atómicas similares, la biotita contiene hierro y magnesio, que le proporcionan una mayor densidad y un aspecto más oscuro que la moscovita.

Algunas especies minerales se subdividen todavía más en variedades minerales. Por ejemplo, el cuarzo puro (SiO_2) es incoloro y transparente. Sin embargo, cuando se incorporan pequeñas cantidades de aluminio en su estructura atómica, el cuarzo aparece bastante oscuro, una variedad denominada cuarzo ahumado. La amatista, otra variedad de cuarzo, debe su color morado a la presencia de cantidades vestigiales de hierro.

Principales clases de minerales

Solo ocho elementos constituyen la mayor parte de los minerales formadores de rocas y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental (Figura 3.27). Estos elementos son, por orden de abundancia: oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), hierro (Fe), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K) y magnesio (Mg). Como se muestra en la Figura 3.27, el silicio y el oxígeno son, con mucho, los elementos más comunes de la corteza de la Tierra. Estos dos elementos se combinan fácilmente para formar la estructura de la clase mineral dominante, los **silicatos**, que representan más del 90 por ciento de la corteza terrestre.

Puesto que otros grupos de minerales son mucho menos abundantes en la corteza terrestre que los silicatos, a menudo se agrupan bajo la denominación de **no silicatados**. Aunque no son tan comunes como los silicatos, algunos minerales no silicatados son muy importantes desde el punto de vista económico. Nos proporcionan el hierro y el aluminio para construir nuestros automóviles; el yeso para las placas y los muros secos para construir nuestras casas; y el cobre para los cables

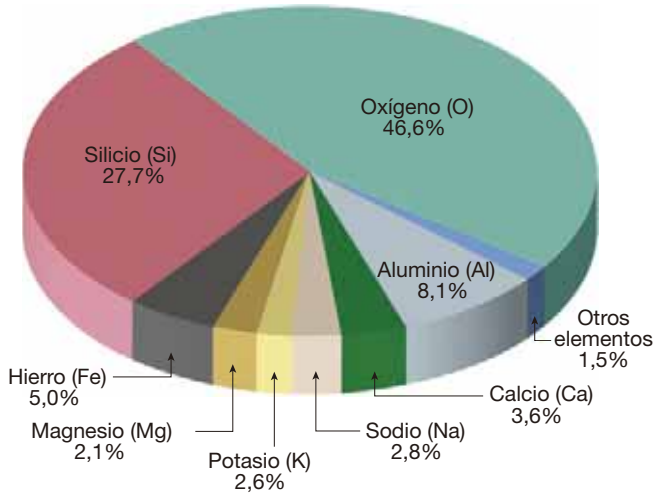


FIGURA 3.27. Abundancia relativa de los ocho elementos más comunes en la corteza continental.

que transportan la electricidad. Además de su importancia económica, estos grupos de minerales incluyen miembros que son componentes importantes de los sedimentos y las rocas sedimentarias.

Comentaremos primero la clase mineral más común, los silicatos, y luego consideraremos algunos de los otros grupos minerales no silicatados destacados.

LOS SILICATOS

Todo silicato contiene los dos elementos más abundantes de la corteza terrestre, oxígeno y silicio. Además, la mayoría contiene uno o más de los otros elementos comunes. Juntos, estos elementos producen centenares de silicatos con una amplia variedad de propiedades: el cuarzo duro, el talco blando, la mítica laminar, el asbesto fibroso, el olivino verde y el granate rojo sangre.

El tetraedro silicio-oxígeno

Todos los silicatos tienen el mismo componente básico fundamental, el **tetraedro silicio-oxígeno** (SiO_4^{4-}). Esta estructura consiste en cuatro aniones de oxígeno (cada uno con −2) que se unen mediante enlace covalente a un catión de silicio comparativamente menor (+4), formando un *tetraedro*, una forma de pirámide con cuatro caras idénticas (Figura 3.28). Estos tetraedros no son compuestos químicos, sino más bien aniones complejos (SiO_4^{4-}) que tienen una carga neta de −4. Para conseguir el equilibrio eléctrico, estos aniones complejos se unen a otros iones metálicos con carga positiva, en concreto, uno de sus electrones de valencia de cada O^{2-} forma enlace con el Si^{4+} localizado en el centro del tetraedro. La carga −1 restante de cada oxígeno está disponible para formar enlace con otro catión, o con el catión silicio del tetraedro adyacente.

Silicatos con tetraedros independientes

Una de las estructuras más sencillas de los silicatos consiste en unir los tetraedros independientes, que tienen sus cuatro iones oxígeno formando enlace, con cationes como el Mg^{2+}, el Fe^{2+} y el Ca^{2+}. El mineral olivino, con la fórmula $MgFe_2SiO_4$, es un buen ejemplo. En el olivino, los cationes magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}) se empaquetan entre tetraedros independientes de SiO_4 comparativamente grandes, formando una densa estructura tridimensional. El granate, otro silicato común, está compuesto también por tetraedros independientes unidos mediante enlaces iónicos a cationes. Tanto el olivino como el granate forman cristales equidimensionales, densos y duros que carecen de exfoliación.

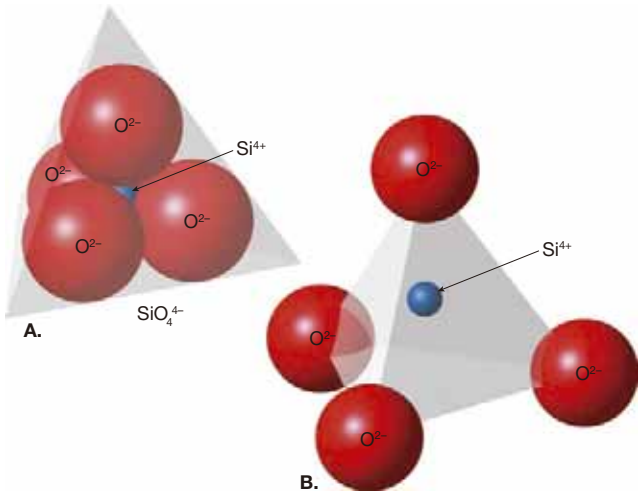


FIGURA 3.28. Dos representaciones del tetraedro silicio-oxígeno. A. Las cuatro esferas grandes representan los iones oxígeno y la esfera azul representa un ion silicio. Las esferas se dibujan en proporción al radio de los iones. B. Visión extendida del tetraedro que tiene un ion oxígeno en cada una de las cuatro esquinas.

Silicatos con estructuras laminares o en cadena

Una razón de la existencia de gran variedad de silicatos es la capacidad de los tetraedros de SiO_4 de unirse unos con otros en una gran variedad de configuraciones. Este importante fenómeno, denominado **polimerización**, se consigue compartiendo uno, dos, tres o los cuatro átomos de oxígeno con tetraedros adyacentes. Así, importantes cantidades de tetraedros se unen para formar cadenas sencillas, cadenas dobles, estructuras laminares o esqueletos tridimensionales como se muestra en la Figura 3.29.

Para ver cómo se comparten los átomos de oxígeno entre tetraedros adyacentes, seleccionemos uno de los iones de silicio (pequeñas esferas azules) situados en el medio de la cadena sencilla mostrada en la Figura 3.29B. Nótese que este ion de silicio está completamente rodeado por cuatro iones de oxígeno más grandes. Obsérvese también que, de los cuatro átomos de oxígeno, la mitad están formando enlace con dos átomos de silicio, mientras que los otros dos no están compartidos de esta manera. Es la unión transversal de los iones de oxígeno compartidos la que une los tetraedros en una estructura catenaria. Examinemos ahora un ion de silicio de la mitad de la estructura laminar (Figura 3.29D) y contemos el número de iones de oxígeno compartidos y no compartidos que lo rodean. Como ya habrán descubierto, la estructura laminar es consecuencia de que tres de los cuatro átomos de oxígeno son compartidos por tetraedros adyacentes.

A veces los alumnos preguntan...

¿Son estos silicatos los mismos materiales utilizados en los chips informáticos de silicio y en los implantes mamarios de silicona?

En realidad, no, pero los tres contienen el elemento silicio (Si). La fuente del silicio para numerosos productos, incluidos los chips informáticos y los implantes mamarios, si procede de los minerales silicatados. El silicio puro (sin el oxígeno que tienen los silicatos) se utiliza en la fabricación de los chips informáticos, de lo que surge el nombre «Silicon Valley» (valle del silicio) para la región de alta tecnología de San Francisco, la zona de la bahía sur de California, donde se diseñan muchos de estos dispositivos. Los fabricantes de chips informáticos graban finas láminas de silicio con líneas conductoras increíblemente delgadas, metiendo millones de circuitos en cada chip de la medida de una uña de la mano.

La silicona (el material utilizado en los implantes mamarios) es un gel compuesto por un polímero de silicio-oxígeno con un tacto parecido a la goma y que repele el agua, es químicamente inerte y estable a temperaturas extremas. Aunque la preocupación por la seguridad a largo plazo de estos implantes limitó su utilización a partir de 1992, no se han encontrado pruebas que los relacionen con distintas enfermedades.

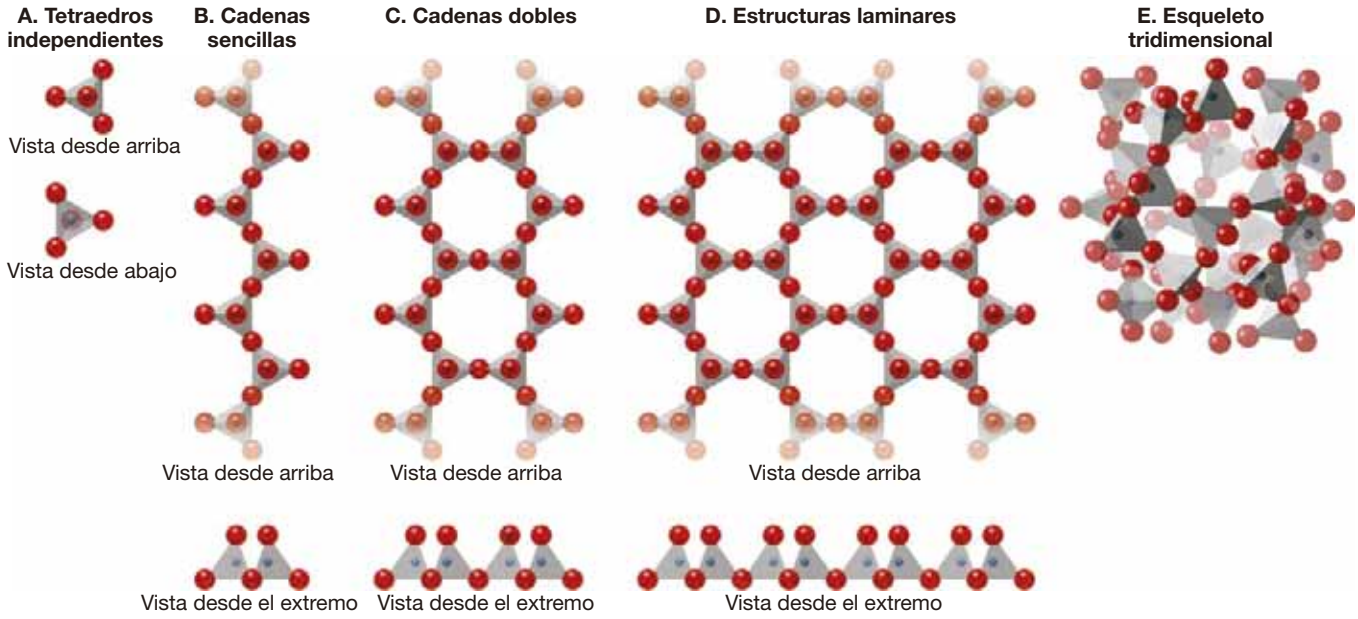


FIGURA 3.29. Cinco tipos de estructuras de silicatos. A. Tetraedros independientes. B. Cadenas sencillas. C. Cadenas dobles. D. Estructuras laminares. E. Esqueleto tridimensional.

Silicatos con esqueletos tridimensionales

En la estructura del silicato más común, cuarzo, los cuatro iones de oxígeno están compartidos, produciendo una estructura tridimensional compleja (Figura 3.29E). El cuarzo, un mineral duro y duradero, tiene la estructura más sencilla, en la cual todos los oxígenos están compartidos. Dado que su estructura es neutra desde el punto de vista eléctrico, el cuarzo (SiO_2) no contiene iones positivos, distintos del silicio.

La proporción de iones oxígeno frente a iones silicio difiere en cada tipo de estructura de silicato. En el tetraedro independiente (SiO_4), hay cuatro iones de oxígeno por cada ion de silicio. En las cadenas sencillas, la proporción oxígeno a silicio es de 3:1 (SiO_3) y en las estructuras tridimensionales como las encontradas en el cuarzo, la proporción es 2:1 (SiO_2). A medida que aumentan los iones de oxígeno compartidos, aumenta el porcentaje de silicio en la estructura. En función de su proporción de silicio/oxígeno, los silicatos se describen, por consiguiente, como con bajo o alto contenido de silicio. Los minerales con estructuras tridimensionales en las cuales los cuatro iones de oxígeno están compartidos tienen el mayor contenido de silicio. Los minerales compuestos de tetraedros independientes tienen el menor contenido. Esta diferencia en el contenido de silicio es importante, como se verá en el Capítulo 4.

Ensamblaje de las estructuras de los silicatos

Respecto al cuarzo (SiO_2) la estructura básica (cadenas, láminas o esqueletos tridimensionales) de la mayoría de los silicatos tiene carga negativa. Por consiguiente, se necesitan cationes metálicos para equilibrar la carga total y actuar de «aglomerante» para mantener juntas estas estructuras. Los cationes que más a menudo enlazan las estructuras silicatadas son los correspondientes a los elementos hierro (Fe^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), potasio (K^{1+}), sodio (Na^{1+}), aluminio (Al^{3+}) y calcio (Ca^{2+}). Estos iones con carga positiva forman enlace con los iones de oxígeno no compartidos que ocupan los vértices de los tetraedros de silicato (Figura 3.30).

Por regla general, los enlaces covalentes híbridos entre el silicio y el oxígeno son más fuertes que los enlaces iónicos que mantienen unidas una estructura de silicato con la siguiente. Por consiguiente, propiedades como la exfoliación, y en cierta medida la dureza, están controladas por la naturaleza del esqueleto de silicato. El cuarzo (SiO_2), que tiene solo enlaces silicio-oxígeno, tiene gran dureza y carece de exfoliación, principalmente debido a los enlaces igualmente fuertes en todas las direcciones. Por el contrario, el mineral talco (la fuente de los polvos de talco), que tiene la fórmula $Mg_3(Si_2O_5)_2(OH)_2$ tiene una estructura laminar. Los iones de Mg^{2+} se encuentran entre las láminas y las unen débilmente. El tacto resbaladizo del talco se debe al deslizamiento de las láminas de silicato unas con respecto a otras, muy parecido al deslizamiento de las láminas de átomos de carbono observado en el grafito, que le proporcionan sus propiedades lubricantes.

Recordemos que los átomos de tamaño similar pueden sustituirse libremente uno a otro sin alterar la estructura del mineral. Por ejemplo, en el mineral olivino, el hierro (Fe^{2+}) y el magnesio (Mg^{2+}) se sustituyen

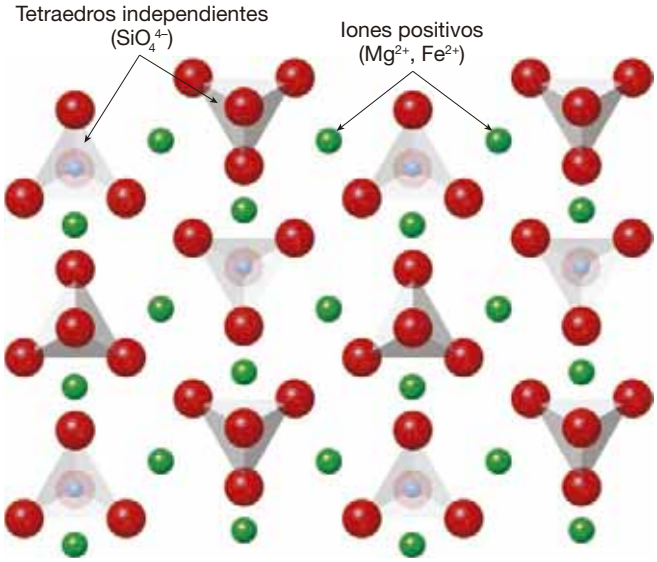


FIGURA 3.30. Estructura del mineral olivino [$(Mg, Fe)_2SiO_4$] en el cual los cationes magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}), o ambos, se empaquetan entre tetraedros de SiO_4^{4-} independientes relativamente grandes para formar una estructura tridimensional. Es la atracción entre los cationes metálicos (Mg^{2+}, Fe^{2+}) y los aniones oxígeno la que mantiene los tetraedros juntos. En este esquema simplificado, solo se muestra una capa de tetraedros, se han omitido las capas superior e inferior por claridad. Además, se ha expandido mucho la estructura. En el olivino, cada catión silicio (Si^{4+}) está completamente rodeado por cuatro aniones oxígeno (O^{2-}) y cada catión magnesio (Mg^{2+}) o hierro (Fe^{2+}) está rodeado por seis aniones oxígeno (O^{2-}). Dado que cada tetraedro SiO_4^{4-} tiene una carga de 4− y que hay dos cationes metálicos (cada uno con una carga de 2+) para cada tetraedro, la estructura es eléctricamente neutra.

libremente entre sí. Esto también es cierto para el tercer elemento más común de la corteza terrestre, el aluminio (Al), que a menudo sustituye al silicio (Si) localizado en el centro de los tetraedros silicio-oxígeno. Como se muestra en la Figura 3.12, el Al^{3+} y el Si^{4+} tienen aproximadamente el mismo tamaño, pero sus cargas son diferentes. Así pues, ¿cómo puede sustituir el Al^{3+} al Si^{4+}? Consideremos lo que ocurre cuando uno de cada cuatro iones de silicio es sustituido por un ion de aluminio en el esqueleto de un silicato como el cuarzo (SiO_2). El resultado es un ion complejo con la fórmula $AlSi_3O_8^{1-}$ (pensemos en cuatro moléculas de SiO_2 en las que uno de los cuatro átomos de Si haya sido sustituido por Al). Dado que la estructura resultante tiene una carga de 1−, debe añadirse algo más para hacer que sea un compuesto eléctricamente neutro, un requisito previo para un mineral. Una posibilidad es la adición de un ion positivo que tenga una carga de 1+. Como podemos ver en la Figura 3.12, dos iones comunes, el sodio (Na^{1+}) y el potasio (K^{1+}), cumplen este requisito. Cuando se añade potasio en la estructura, se convierte en un compuesto químico neutro (mineral) con la fórmula $KAlSi_3O_8$. Este mineral se conoce como feldespato potásico, un miembro del grupo mineral más común, los feldespatos.

Dado que la mayoría de las estructuras silicatadas acomodarán fácilmente dos o más cationes diferentes en un sitio dado, especímenes individuales de un mineral concreto pueden contener cantidades variables de ciertos elementos. Como consecuencia, muchos silicatos forman un *grupo mineral* que exhibe una gama de composiciones entre dos miembros extremos. Son ejemplos: los olivinos, los piroxenos, los anfíboles, las micas y los feldespatos.

SILICATOS COMUNES

MATTER AND MINERALS
▸ Minerals Groups

En la Figura 3.31 se recogen los principales grupos de silicatos y ejemplos comunes. Los feldespatos son, con mucho, el grupo de silicatos más abundante; comprende más del 50 por ciento de la corteza terrestre. El cuarzo, el segundo mineral más abundante de la corteza continental, es el único mineral común compuesto completamente por silicio y oxígeno.

La mayoría de los silicatos se forman conforme la roca fundida se va enfriando y cristaliza. Este enfriamiento puede producirse en la superficie terrestre o cerca de ella (temperatura y presión bajas) o a grandes profundidades (temperatura y presión elevadas). El ambiente durante la cristalización y la composición química de la roca fundida determinan, en gran medida, qué minerales se producen. Por ejemplo, el silicato olivino cristaliza a temperaturas elevadas, mientras que el cuarzo cristaliza a temperaturas mucho más bajas.

Además, algunos silicatos se forman en la superficie terrestre a partir de productos meteorizados de silicatos más antiguos. Otros silicatos se forman bajo presiones extremas asociadas con la formación de montañas. Cada silicato, por consiguiente, tiene una estructura y una composición química que indican las condiciones bajo las cuales se formó. Mediante un examen cuidadoso de los constituyentes minerales de las rocas, los geólogos pueden determinar a menudo las circunstancias bajo las cuales se formaron estas.

Examinaremos ahora algunos de los silicatos más comunes, que dividimos en dos grupos principales en función de su composición química.

Los silicatos claros

Los **silicatos claros** (o **no ferromagnesianos**) tienen generalmente un color claro y un peso específico de alrededor de 2,7, que es considerablemente inferior al de

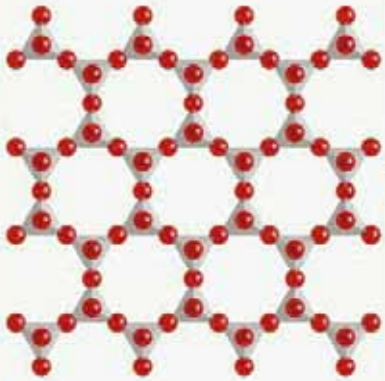
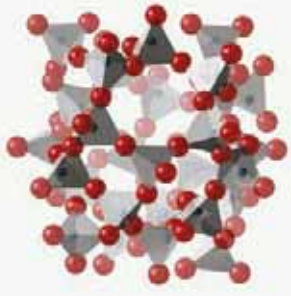
Mineral/Fórmula		Exfoliación	Estructura de silicatos	Ejemplo
Olivino $(Mg, Fe)_2SiO_4$		Ninguna	Tetraedro simple	Olivino
Grupo de los piroxenos **(augita)** $(Mg,Fe)SiO_3$		Dos planos en ángulos rectos	Cadenas sencillas	Augita
Grupo de los anfíboles (hornblenda) $Ca_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$		Dos planos a 60° y 120°	Cadenas dobles	Hornblenda
Micas	**Biotita** $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Un plano	Láminas 	Biotita
	Moscovita $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$			Moscovita
Feldespatos	Feldespato potásico (ortosa) $KAlSi_3O_8$	Dos planos a 90°	Redes tridimensionales 	Feldespato potásico
	Plagioclasa $(Ca,Na)AlSi_3O_8$			
Cuarzo SiO_2		Ninguna		Cuarzo

FIGURA 3.31. Silicatos comunes. Obsérvese que la complejidad de la estructura del silicato aumenta hacia abajo del diagrama.

los silicatos oscuros (ferromagnesianos). Estas diferencias son fundamentalmente atribuibles a la presencia o ausencia de hierro y magnesio. Los silicatos claros contienen cantidades variables de aluminio, potasio, calcio y sodio, más que hierro y magnesio.

Grupo de los feldespatos

El *feldespato*, el grupo mineral más común, puede formarse bajo un intervalo muy amplio de temperaturas y presiones, un hecho que explica en parte su abundancia (Figura 3.32). Todos los feldespatos tienen propiedades físicas similares. Tienen dos planos de exfoliación que se encuentran a 90°, o cerca, son relativamente duros (6 en la escala de Mohs) y tienen un brillo que oscila entre vítreo y perlado. Como componentes de una roca, los cristales de feldespato pueden identificarse por su forma rectangular y sus caras brillantes bastante lisas (Figura 3.31).

Existen dos estructuras de feldespato diferentes. Un grupo de feldespatos contiene iones potasio en su estructura y, por tanto, se denomina *feldespato potásico*. (La *ortosa* y la *microclina* son miembros comunes del grupo.) El otro grupo, denominado *plagioclasa*, contiene iones sodio y calcio que se sustituyen libremente unos a otros dependiendo del entorno durante la cristalización.

El feldespato potásico suele ser de color crema claro, rosa salmón o a veces verde parduzco. El color de la plagioclasa, por otro lado, oscila entre blanco y grisáceo. Sin embargo, el color no debe utilizarse para distinguir estos grupos. La única forma segura de distinguir físicamente los feldespatos es buscar una multitud de finas líneas paralelas, denominadas *estriaciones*. Las estriaciones se encuentran en algunos planos de exfoliación de la plagioclasa, pero no están presentes en el feldespato de potasio (Figura 3.33).

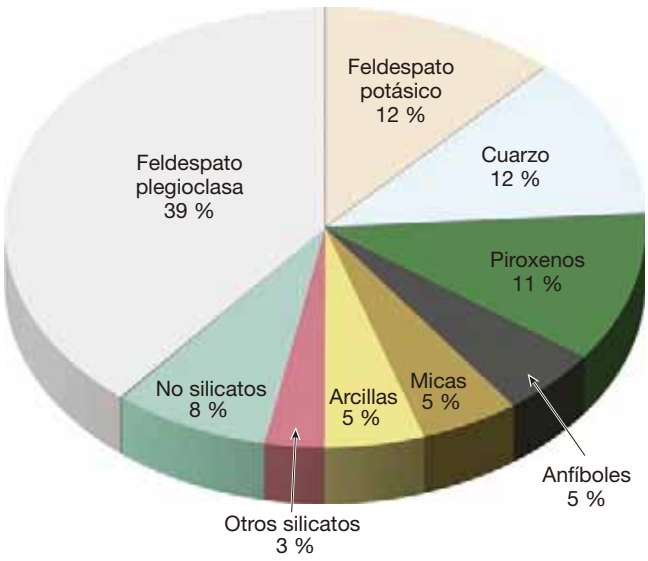


FIGURA 3.32. Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre.

Cuarzo

El *cuarzo* es el único mineral común de los silicatos formado completamente por silicio y oxígeno. Como tal a veces, se le aplica el término de *sílice* al cuarzo, que tiene la fórmula química (SiO_2). Dado que la estructura del cuarzo contiene una proporción de dos iones de oxígeno (O^{2-}) por cada ion silicio (Si^{4+}), no se necesitan otros iones positivos para alcanzar la neutralidad.

En el cuarzo se desarrolla un armazón tridimensional al compartir por completo átomos de silicio adyacentes a los oxígenos. Por tanto, todos los enlaces del cuarzo son del tipo silicio-oxígeno fuerte. Por consiguiente, el cuarzo es duro, resistente a la meteorización y no muestra exfoliación. Cuando se rompe, suele exhibir fractura concoidea (*véase* Figura 3.24). En su forma pura, el cuarzo es transparente y si se le deja crecer sin interferencia formará cristales hexagonales que desarrollan extremos en forma piramidal (*véase* la foto del inicio del capítulo y la Figura 3.11B). Sin embargo, como la mayoría de los otros minerales claros, el cuarzo suele estar coloreado por inclusión de diversos iones (impurezas) y se forma sin desarrollar buenas caras cristalinas. Las variedades más comunes de cuarzo son el cuarzo lechoso (blanco), al ahumado (gris), el rosa (rosa), la amatista (morado) y el cristal de roca (transparente) (Figura 3.34).

Moscovita

La *moscovita* es un miembro común de la familia de las micas. Su color es claro y tiene un brillo perlado (*véase* Figura 3.22). Como otras micas, la moscovita tiene una

FIGURA 3.33. Estas líneas paralelas, denominadas estriaciones, son una característica que permite distinguir la plagioclasa (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 3.34. Cuarzo. Algunos minerales, como el cuarzo, se presentan en diversos colores. Aquí se muestran el cristal de roca (incoloro), la amatista (cuarzo morado), el citrino (cuarzo amarillo) y el cuarzo ahumado (de gris a negro) (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

excelente exfoliación en una dirección. En láminas finas, la moscovita es transparente, una propiedad que explica su utilización como «vidrieras» de las ventanas durante la Edad Media. Dado que la moscovita es muy brillante, a menudo puede identificarse por los destellos que proporciona a una roca. Si alguna vez ha mirado de cerca la arena de la playa, quizá haya visto el brillo resplandeciente de las escamas de mica dispersas entre los otros granos de arena.

Minerales arcillosos

Arcilla es un término utilizado para describir una categoría de minerales complejos que, como las micas, tiene estructura laminar. A diferencia de otros silicatos comunes, como el cuarzo y feldespato, las arcillas no se formaron en ambientes ígneos. Antes bien la mayoría de los minerales arcillosos se origina como productos de la meteorización química de otros silicatos. Por tanto, los minerales de la arcilla constituyen un gran porcentaje del material superficial que denominamos suelo. Debido a la importancia del suelo en la agricultura, y su papel como material de soporte de los edificios, los minerales de arcilla son extremadamente importantes para los seres humanos. Además, las arcillas representan casi la mitad del volumen de las rocas sedimentarias.

En general, los minerales arcillosos tienen un grano muy fino, lo cual dificulta su identificación, a menos que se estudien con el microscopio. Su estructura en capas y el enlace débil entre las mismas les dan un tacto característico cuando están húmedos. Los minerales arcillosos son comunes en las lutitas y otras rocas sedimentarias. Aunque los minerales arcillosos tienen un grano fino, pueden formar estratos o capas muy potentes.

Uno de los minerales de la arcilla más comunes es la *caolinita,* que se utiliza en la fabricación de porcelana y en la producción de *papel satinado*, como el utilizado en este libro de texto. Además, algunos minerales de la arcilla absorben grandes cantidades de agua, lo que les permite hincharse hasta varias veces su tamaño normal. Estas arcillas se han utilizado comercialmente en multitud de usos, entre ellos como aditivos para espesar los batidos en los restaurantes de comida rápida.

Los silicatos oscuros

Los **silicatos oscuros** (o **ferromagnesianos**) son los minerales que contienen iones de hierro (hierro = *ferro*) o magnesio, o ambos, en su estructura. Debido a su contenido en hierro, los silicatos ferromagnesianos tienen un color oscuro y un mayor peso específico, entre 3,2 y 3,6, que los silicatos no ferromagnesianos. Los silicatos oscuros más comunes son el olivino, los piroxenos, los anfíboles, la mica negra (biotita) y el granate.

Grupo del olivino

El *olivino* es una familia de silicatos de temperatura elevada cuyo color oscila entre el negro y el verde oliva, con un brillo vítreo y una fractura concoidea (*véase* Figura 3.31). El olivino transparente se utiliza en ocasiones como la piedra preciosa peridoto. En vez de desarrollar cristales grandes, el olivino forma normalmente cristales pequeños y redondeados que dan a las rocas constituidas por él un aspecto granular. Se cree que el olivino y las formas relacionadas constituyen hasta el 50 por ciento del manto superior de la Tierra.

Grupo de los piroxenos

Los *piroxenos* son un grupo de minerales complejos que se consideran componentes importantes de las rocas ígneas de color oscuro. El miembro más común, la *augita,* es un mineral negro y opaco con dos direcciones de exfoliación que se encuentran a un ángulo de casi 90° (*véase* Figura 3.31). Su estructura cristalina consiste en cadenas simples de tetraedros ligados por iones de hierro y magnesio. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son más fuertes que los enlaces que unen las estructuras de silicato, la augita se exfolia en dirección paralela a las cadenas de silicato, como se muestra en la Figura 3.35. La augita es uno de los minerales dominantes en el basalto, una roca ígnea común de la corteza oceánica y de las áreas volcánicas de los continentes (Figura 3.36).

Grupo de los anfíboles

La *hornblenda* es el miembro más común de un grupo químicamente complejo de minerales denominados *anfíboles* (*véase* Figura 3.31). La hornblenda suele tener un

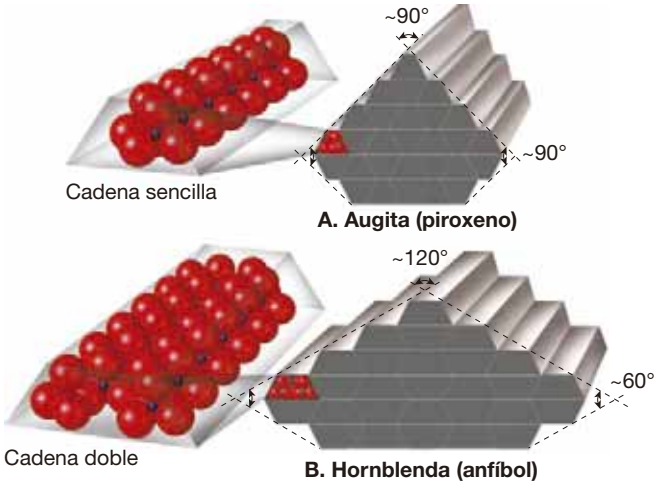


FIGURA 3.35. Ángulos de exfoliación para la augita y la hornblenda. Como las cadenas dobles de la hornblenda están unidas por enlaces más débiles que las cadenas sencillas de la augita, la exfoliación está mejor desarrollada en la hornblenda.

FIGURA 3.36. Investigadores caminando por lava endurecida compuesta por basalto, Volcán Kilauea, Hawái. El basalto es una roca ígnea común compuesta por un gran porcentaje de silicatos oscuros (Foto de Roger Ressmeyer/CORBIS).

color de verde oscuro a negro y, excepto por sus ángulos de exfoliación, que son de alrededor de 60 y 120°, es muy similar en aspecto a la augita. Las cadenas dobles de tetraedros en la estructura de la hornblenda son responsables de su particular exfoliación (*véase* Figura 3.35). En una roca, la hornblenda a menudo forma cristales alargados. Eso ayuda a distinguirla del piroxeno, que forma cristales bastante achatados. La hornblenda se encuentra en las rocas ígneas, donde a menudo compone la porción oscura de una roca por lo demás clara.

Biotita

La *biotita* es el miembro de color negro, rico en hierro, de la familia de las micas (*véase* Figura 3.31). Como otras micas, la biotita posee una estructura laminar que produce una excelente exfoliación en una dirección. La biotita tiene también un aspecto negro brillante que ayuda a distinguirla de otros minerales ferromagnesianos oscuros. Como la hornblenda, la biotita es un constituyente común de las rocas ígneas, entre ellas el granito.

Granate

El *granate* es similar al olivino en el que su estructura está compuesta por tetraedros individuales vinculados por iones metálicos. También como el olivino, el granate tiene un brillo vítreo, carece de exfoliación y posee fractura concoidea. Aunque los colores del granate son variados, el color de este mineral oscila más a menudo entre marrón y rojo oscuro. El granate forma fácilmente cristales equidimensionales que se encuentran con más frecuencia en las rocas metamórficas (Figura 3.37). Cuando los granates son transparentes, pueden utilizarse como piedras preciosas.

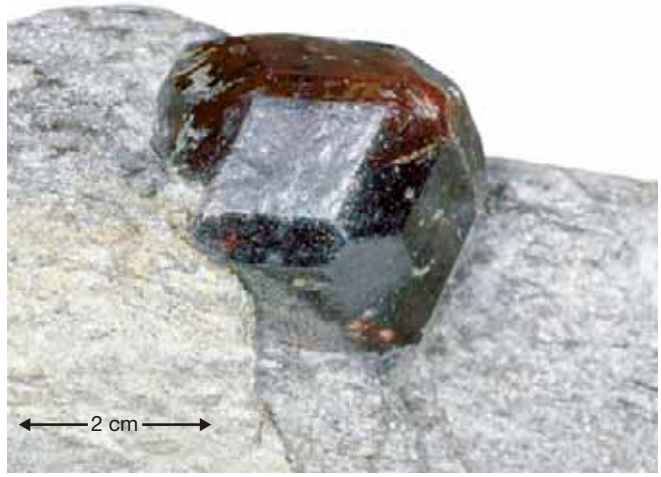


FIGURA 3.37. Cristal de granate rojo oscuro incluido en una roca metamórfica rica en mica y de color claro (Foto de E. J. Tarbuck).

MINERALES NO SILICATADOS IMPORTANTES

MATTER AND MINERALS
▸ Minerals Groups

Los minerales no silicatados suelen subdividirse en *clases*, según el anión (ion con carga negativa) o el anión complejo que los miembros tienen en común (Tabla 3.2). Por ejemplo, los *óxidos* contienen el anión de oxígeno (O^{2-}), que está unido a uno o más tipos de iones positivos (cationes). Por consiguiente, dentro de cada clase mineral, la estructura básica y el tipo de enlace son parecidos. Como consecuencia, los minerales de cada grupo tienen propiedades físicas similares útiles para la identificación del mineral.

Aunque los minerales no silicatados constituyen aproximadamente solo el 8 por ciento de la corteza terrestre, algunos minerales, como el yeso, la calcita y la halita aparecen como constituyentes de las rocas sedimentarias en cantidades significativas. Además, muchos otros son económicamente importantes. En la Tabla 3.2 se enumeran algunas de las clases de minerales no silicatados y algunos ejemplos de cada una. A continuación se comentan algunos de los minerales no silicatados más comunes.

Algunos de los minerales no silicatados más comunes pertenecen a una de tres clases de minerales: los carbonatos (CO_3^{2-}), los sulfatos (SO_4^{2-}) y los haluros (Cl^{1-}, F^{1-}, Br^{1-}). Los carbonatos son estructuralmente mucho más sencillos que los silicatos (Figura 3.38). Este grupo mineral está compuesto por el ion carbonato (CO_3^{2-}) y una o más clases de iones positivos. Los dos carbonatos más comunes son la *calcita*, $CaCO_3$ (carbonato cálcico) y la *dolomita*, $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato de calcio/magnesio). Dado que estos minerales son similares tanto desde el punto de vista físico como químico, son difíciles de distinguir entre sí. Los dos tienen un brillo vítreo, una dureza entre 3 y 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta. Sin embargo, pueden distinguirse utilizando ácido clorhídrico diluido. La calcita reacciona vigorosamente con este ácido, mientras que la dolomita reacciona mucho más lentamente. La calcita y la dolomita suelen encontrarse juntas como constituyentes principales de las rocas sedimentarias caliza y dolomía. Cuando el mineral dominante es la calcita, la roca se denomina *caliza*, mientras que en la *dolomía* predomina la dolomita. La caliza tiene muchos usos, entre ellos como árido para las carreteras, como roca de construcción y como el principal ingrediente del cemento portland.

Otros dos minerales no silicatados que se encuentran a menudo en las rocas sedimentarias son la *halita* y el

Tabla 3.2. Grupos de minerales comunes no silicatados

Grupos de minerales (aniones o elementos clave)	Miembro	Fórmula	Interés económico
Carbonatos (CO_3^{2-})	Calcita Dolomita	$CaCO_3$ $CaMg(CO_3)_2$	Cemento porland, cal Cemento porland, cal
Haluros (Cl^-, F^-, Br^-)	Halita Fluorita Silvina	NaCl CaF_2 KCl	Sal común Utilizado en la fabricación de acero Fertilizante
Óxidos (O^{2-})	Hematites Magnetita Corindón Hielo	Fe_2O_3 Fe_3O_4 Al_2O_3 H_2O	Mena de hierro, pigmento Mena de hierro Piedra preciosa, abrasivo Forma sólida del agua
Sulfuros (S^{2-})	Galena Esfalerita Pirita Calcopirita Cinabrio	PbS ZnS FeS_2 $CuFeS_2$ HgS	Mena de plomo Mena de cinc Producción de ácido sulfúrico Mena de cobre Mena de mercurio
Sulfatos (SO_4^{2-})	Yeso Anhidrita Baritina	$CaSO_4 \cdot 2\,H_2O$ $CaSO_4$ $BaSO_4$	Yeso comercial Yeso comercial Lodo de perforación
Elementos nativos (elementos simples)	Oro Cobre Diamante Azufre Grafito Plata Platino	Au Cu C S C Ag Pt	Comercio, joyería Conductor eléctrico Piedra preciosa, abrasivo Fármacos de azufre, productos químicos Mina de lápiz, lubricante seco Joyería, fotografía Catalizador

FIGURA 3.38. Cristales de aragonito. La aragonito es un carbonato y uno de los dos polimorfos comunes del carbonato cálcico ($CaCO_3$); el otro es la calcita. El aragonito puede encontrarse en las Cavernas Carlsbad y otras cuevas, donde forma estalactitas decorativas. Sin embargo, el aragonito se produce más a menudo por procesos biológicos y es el constituyente principal de la mayoría de las conchas de moluscos (Foto de Ross Frid).

yeso. Los dos minerales se encuentran a menudo en capas potentes, que son los últimos vestigios de mares antiguos que se han evaporado hace tiempo (Figura 3.39). Como la caliza, los dos son recursos no metálicos importantes. La halita es el nombre mineral para la sal común (NaCl). El yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), que es el sulfato cálcico con agua unida estructuralmente, es el mineral del cual se componen el yeso comercial y otros materiales de construcción similares.

A veces los alumnos preguntan…

He visto papel de lija de granate en la ferretería. ¿Está hecho realmente de granates?

Sí, y es una de las muchas cosas de la ferretería que están hechas de minerales. Los minerales duros como el granate (dureza de Mohs = de 6,5 a 7,5) y el corindón (dureza = 9) dan lugar a buenos abrasivos. La abundancia y la dureza de los granates los hacen adecuados para producir ruedas abrasivas, materiales de pulido, superficies antiadherentes y aplicaciones de chorro de arena. Por otro lado, los minerales con valores bajos en la escala de dureza de Mohs se utilizan normalmente como lubricantes. Por ejemplo, otro mineral encontrado en las ferreterías es el grafito (dureza = 1), que se utiliza como lubricante industrial.

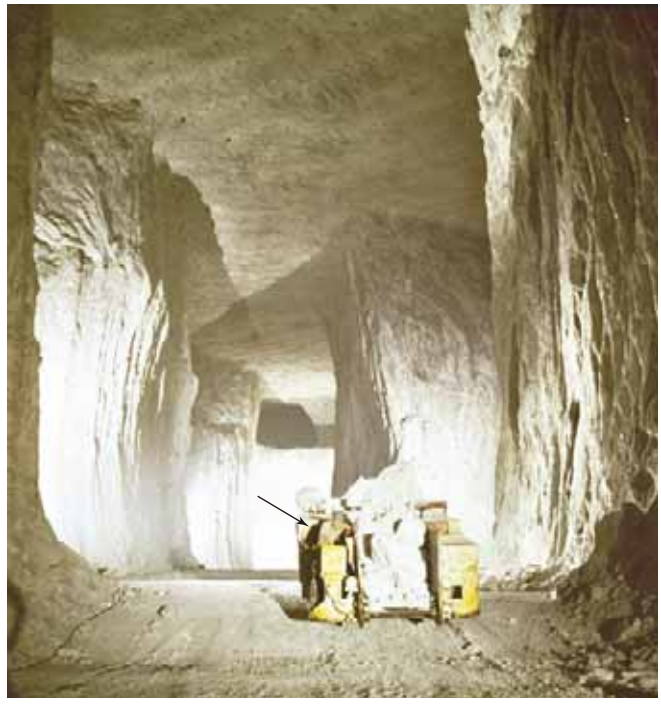


FIGURA 3.39. Capa gruesa de halita (sal) en una mina subterránea en Grand Saline, Texas. Obsérvese el tamaño de la persona para escala (Foto de Tom Bochsler).

La Tierra como sistema

Piedras preciosas

RECUADRO 3.3

Las piedras preciosas han sido muy preciadas desde la antigüedad. Sin embargo abunda la información errónea sobre las gemas y su composición mineral. Esto deriva en parte de la práctica antigua de agrupar las piedras preciosas por color, en vez de por composición mineral. Por ejemplo, los *rubíes* y las *espinelas* son muy similares en color, pero son minerales completamente diferentes. La clasificación por color hizo que las espinelas más comunes fueran tomadas por rubíes. Aún hoy, con las técnicas de identificación moderna, el *cuarzo citrino* se vende a veces como una piedra preciosa más valiosa, el *topacio.*

Denominación de las piedras preciosas

La mayoría de las piedras preciosas tiene un nombre que no coincide con el mineral que las compone. Por ejemplo, el *zafiro* es una de las dos piedras preciosas que son una variedad del mismo mineral, el *corindón.* Cantidades mínimas de elementos extraños pueden producir zafiros vívidos de casi cualquier color (Figura 3.C). Cantidades diminutas de titanio y de hierro en el corindón producen los zafiros azules más preciados. Cuando el corindón contiene una cantidad suficiente de cromo, exhibe un color rojo brillante, y la piedra se denomina *rubí.* Además, si una muestra no es adecuada como piedra preciosa, pasa simplemente por el nombre del mineral *corindón.* Debido a su dureza, el corindón, que no es una piedra preciosa, suele molerse y venderse como abrasivo.

En resumen, cuando el corindón exhibe un tinte rojo, se denomina *rubí,* pero si tiene cualquier otro color, la piedra preciosa se denomina *zafiro.* Mientras que el corindón es el mineral básico de dos piedras preciosas, el cuarzo es el progenitor de más de una docena de ellas. En la Tabla 3.A se enumeran algunas de las piedras preciosas bien conocidas y los minerales de los que proceden.

¿Qué constituye una piedra preciosa?

Cuando se encuentran en estado natural, casi todas las piedras preciosas son opacas y podrían pasar desapercibidas «como una roca más» para la mayoría de las personas. Las gemas deben ser cortadas y pulidas por profesionales experimentados antes de desplegar su verdadera belleza (Figura 3.C). (Uno de los métodos utilizados para tallar a una piedra preciosa es la exfoliación, el acto de partir el mineral a lo largo de uno de sus planos de debilidad, o exfoliación.) Solo se

FIGURA 3.C. Zafiros australianos con distintos cortes y colores (Foto de Fred Ward, Black Star).

Tabla 3.A. Piedras preciosas importantes

Piedra	Nombre mineral	Colores preciados
Preciosa		
Diamante	Diamante	Incoloro, amarillos
Esmeralda	Berilo	Verdes
Ópalo	Ópalo	Brillantes
Rubí	Corindón	Rojos
Zafiro	Corindón	Azules
Semipreciosa		
Alejandrita	Crisoberilo	Variable
Amatista	Cuarzo	Morados
Ojo de gato	Crisoberilo	Amarillos
Calcedonia	Cuarzo (ágata)	Bandeados
Citrino	Cuarzo	Amarillos
Granate	Granate	Rojos, verdes
Jade	Jadeita o nefrita	Verdes
Piedra de la Luna	Feldespato	Azules transparentes
Peridoto	Olivino	Verde oliva
Cuarzo ahumado	Cuarzo	Marrones
Espinela	Espinela	Rojos
Topacio	Topacio	Morados, rojos
Turmalina	Turmalina	Rojos, azul verdosos
Turquesa	Turquesa	Azules
Circón	Circón	Rojos

consideran piedras preciosas las muestras minerales cuya calidad es tal que pueden alcanzar un precio superior al del coste de procesamiento.

Las gemas pueden dividirse en dos categorías: preciosas y semipreciosas. Una piedra *preciosa* tiene belleza, durabilidad y rareza, mientras que una piedra *semipreciosa* tiene solo una o dos de esas cualidades. Las gemas tradicionalmente más valoradas son los diamantes, los rubíes, los zafiros, las esmeraldas y algunas variedades de ópalo (Tabla 3.A). Todas las demás gemas se clasifican como semipreciosas. Sin embargo, las muestras grandes de gran calidad de las piedras semipreciosas a menudo alcanzan un precio elevado.

En la actualidad, se prefieren las piedras translúcidas con colores uniformemente teñidos. Los tintes más favorecidos son el rojo, el azul, el verde, el morado, el rosa y el amarillo. Las piedras más preciadas son los rubíes de sangre de pichón, los zafiros azules, las esmeraldas verde hierba y los diamantes amarillo canario. Las gemas incoloras son generalmente poco apreciadas, excepto en el caso de los diamantes que exhiben «destellos de color» conocidos como *brillo*.

La durabilidad de una gema depende de su dureza; es decir, su resistencia a la abrasión por los objetos encontrados normalmente en la vida diaria. Para que tengan una buena durabilidad, las gemas deben ser tan duras o más que el cuarzo, definida la dureza mediante la escala de Mohs. Una notable excepción es el ópalo, que es comparativamente blando (dureza de 5 a 6,5) y quebradizo. El valor del ópalo procede de su «fuego» que es una exhibición de una variedad de colores brillantes, entre ellos, verdes, azules y rojos.

Parece formar parte de la naturaleza humana el atesorar lo que es raro. En el caso de las piedras preciosas, los ejemplares grandes de gran calidad son mucho más raros que las piedras más pequeñas. Por tanto, los rubíes, los diamantes y las esmeraldas grandes, que son raros, además de hermosos y duraderos, son los más caros.

La mayor parte de las clases de minerales no silicatados contienen miembros apreciados por su valor económico. Entre ellos se cuentan los óxidos, cuyos miembros hematites y magnetita son menas importantes de hierro (Figura 3.40). También son significativos los sulfuros, que son básicamente compuestos de azufre (S) y uno o más metales. Ejemplos de los minerales de sulfuro importantes son la galena (plomo), la esfalerita (cinc) y la calcopirita (cobre). Además, los elementos nativos, entre ellos el oro, la plata y el carbono (diamante), y otros minerales no silicatados como la fluorita (flujo en la producción de acero), el corindón (gema, abrasivo) y la uranitita (una fuente de uranio), son económicamente importantes.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cual es el diamante más grande que se ha encontrado?

Con un peso de 3.106 quilates y obtenido en 1905 en una mina de Sudáfrica, el diamante Cullian es el mayor nunca descubierto. Durante el proceso de eliminación de sus imperfecciones mediante exfoliación, este enorme diamante se rompió en nueve fragmentos que se transformaron en gemas. El mayor de ellos es una piedra preciosa en forma de pera de 550,2 quilates que se montó en el cetro real británico. Por comparación, el diamante Hope, quizá la gema más reconocida del mundo, tenía solo unos 112 quilates cuando se descubrió. Habiendo sido cortado por lo menos dos veces, este fabuloso diamante azul de 45,52 quilates reside ahora en el Museo Nacional de Historia Natural de la Institución Smithsonian (1 quilate = 0,2 g).

A. Magnetita **B. Hematites**

FIGURA 3.40. Magnetita (A) y hematites (B) son ambos óxidos e importantes menas de hierro (Fotos de E. J. Tarbuck).

CAPÍTULO 3 Minerales: bloques de contrucción de las rocas, revisión

RESUMEN

- Un *mineral* es un sólido generalmente inorgánico de origen natural que posee una estructura cristalina ordenada y una composición química bien definida. La mayoría de las *rocas* son agregados compuestos por dos o más minerales.
- Toda la materia, los minerales inclusive, está compuesta por diminutas partículas invisibles denominadas *átomos*, las unidades de construcción de los minerales. Cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene *protones* (partículas con cargas eléctricas positivas) y *neutrones* (partículas con cargas eléctricas neutras). En órbita, alrededor del núcleo de un átomo, en regiones denominadas *capas principales*, se encuentran los *electrones*, que tienen cargas eléctricas negativas. El número de protones que hay en el núcleo de un átomo determina su *número atómico*. Un *elemento* es un enorme conjunto de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.
- Los átomos se combinan entre sí para formar sustancias más complejas denominadas *compuestos*. Los átomos se enlazan entre sí ya sea para ganar, perder o compartir electrones con otros átomos. En el *enlace iónico* se transfieren uno o más electrones de un átomo a otro, lo que da a los átomos una carga neta positiva o negativa. Los átomos eléctricamente cargados que resultan se denominan *iones*. Los compuestos iónicos consisten en iones con cargas opuestas reunidos en una estructura cristalina, regular, que permite la máxima atracción de los iones, en función de sus tamaños. Otro tipo de enlace, el *enlace covalente*, se produce cuando los átomos comparten electrones.
- Los *isótopos* son variantes del mismo elemento que tienen un *número másico* diferente (el número total de neutrones más protones que se encuentran en el núcleo de un átomo). Algunos isótopos son inestables y se desintegran de manera espontánea a través de un proceso denominado *radiactividad*.
- Los mineralogistas utilizan *cristal* o *cristalino* en referencia a *cualquier sólido natural con una estructura atómica ordenada, repetitiva*. Los minerales se forman a través del proceso de *cristalización*, que se produce cuando el material precipita desde una disolución, a medida que el magma se enfría y cristaliza, o en ambientes metamórficos de temperatura y presión elevadas.
- Las unidades de construcción básicas de los minerales, denominadas *celdas unitarias*, consisten en un conjunto de cationes y aniones dispuestos de tal modo que las cargas positivas y negativas se neutralizan unas a otras. Estas celdas unitarias se apilan de una manera regular que se relaciona con la forma y la simetría de un cristal. Por tanto, *los ángulos entre caras equivalentes de cristales del mismo mineral son siempre los mismos*, una observación conocida como *Ley de Steno*.
- La composición química de algunos minerales varía de una muestra a otra, porque iones de tamaño similar pueden sustituirse unos por otros. También es común que dos minerales con exactamente la misma composición química tengan diferentes estructuras internas y, por ende, diferentes formas externas. Los minerales de este tipo se denominan *polimorfos*.
- Las propiedades de los minerales son: forma cristalina (hábito), brillo, color, raya, tenacidad, dureza, exfoliación, fractura y densidad o peso específico. Además, un número de propiedades químicas y físicas especiales (sabor, olor, elasticidad, tacto, magnetismo, birrefringencia y reacción química con ácido clorhídrico) son útiles para identificar ciertos minerales. Cada mineral tiene un conjunto específico de propiedades que pueden utilizarse para su identificación.
- De los casi 4.000 minerales, no más de una docena constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y, como tales, se clasifican como minerales formadores de roca. Ocho elementos (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio) componen la mayor parte de estos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental de la Tierra.
- El grupo mineral más común es el de los *silicatos*. Todos los silicatos tienen el *tetraedro silicio-oxígeno* cargado negativamente como componente básico fundamental. En algunos silicatos, los tetraedros se reúnen en cadenas (los grupos de piroxenos y anfíboles); en otros, los tetraedros se disponen en láminas (micas, biotita y moscovita) o en redes tridimensionales (feldespato y el cuarzo). Los tetraedros y diversas estructuras silicatadas suelen enlazarse mediante los iones positivos: hierro, magnesio, potasio, sodio, aluminio y calcio. Cada silicato tiene una estructura y una composición química que indica las condiciones bajo las cuales se formó.
- Los grupos minerales *no silicatados*, que contienen varios minerales importantes desde el punto de vista económico, son los *óxidos* (por ejemplo, el mineral hematita, aprovechado para obtener hierro), los *sulfuros* (por ejemplo, el mineral esfalerita, para cinc y la

galena, para obtener plomo), los *sulfatos,* los *haluros* y los *elementos nativos* (oro y plata). Los minerales formadores de roca no silicatados más comunes son los *carbonatos,* calcita y dolomita. Otros dos minerales no silicatados que se encuentran con frecuencia en las rocas sedimentarias son la halita y el yeso.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

átomo, 89
brillo, 102
capas principales, 89
color, 102
compuesto químico, 90
constancia de los ángulos interfaciales, Ley de, 98
cristal, 94
cristalino, 94
cristalización, 94
densidad, 106
desintegración radiactiva, 94
dureza, 103
electrón, 89
electrón de valencia, 89
elemento, 90
enlace covalente, 93
enlace iónico, 92
enlace metálico, 91
enlace químico, 91
escala de Mohs, 103
exfoliación, 104
fractura, 105
hábito, 103
ion, 91
isótopo, 94
ley de Steno, 98
mineral, 86
mineralogía, 86
neutrón, 89
no silicatados, 108
núcleo, 89
número atómico, 89-90
número másico, 94
peso específico, 106
polimerización, 109
polimorfo, 100
protón, 89
raya, 102
roca, 87
silicato, 108
silicatos claros, 111
silicatos ferromagnesianos, 114
silicatos no ferromagnesianos, 111
silicatos oscuros, 114
tabla periódica, 90
tenacidad, 103
tetraedro silicio-oxígeno, 109

PREGUNTAS DE REPASO

1. Enumere las cinco características que el material terrestre debe tener para ser considerado un mineral.
2. Defina el término *roca.* ¿En qué se diferencian las rocas de los minerales?
3. Enumere las tres principales partículas de un átomo y explique cómo se diferencian entre sí.
4. Si el número de electrones de un átomo neutro es 35 y su número másico es 80, calcule lo siguiente:
   a) Número de protones.
   b) Número atómico.
   c) Número de neutrones.
5. ¿Cuál es la importancia de los electrones de valencia?
6. Distinga brevemente entre enlace iónico y covalente.
7. ¿Qué ocurre en un átomo para producir un catión? ¿Y un anión?
8. ¿Qué es un isótopo?
9. ¿Qué quieren decir los mineralogistas cuando utilizan la palabra *cristal*?
10. Describa los procesos por los cuales puede formarse un mineral (cristalizar).
11. ¿Cuál es la ley de Steno?
12. ¿Qué son los polimorfos? ¿En qué son similares?
13. ¿Por qué puede ser difícil identificar un mineral por su color?
14. Si encontrara un mineral de aspecto vítreo mientras está en el campo y tuviera esperanzas de que fuera un diamante, ¿qué prueba sencilla le ayudaría a decidirse?
15. Explique el uso del corindón como se muestra en la Tabla 3.2 en función de la escala de dureza de Mohs.
16. El oro tiene un peso específico de casi 20. Si un cubo de 25 litros de agua pesa 25 kg, ¿cuánto pesaría un cubo de 25 litros de oro?
17. ¿A qué nos referimos cuando hablamos de tenacidad de un mineral? Enumere tres términos que describen la tenacidad.
18. ¿En función de qué se clasifican los minerales en clases minerales?
19. Enumere los ocho elementos más comunes de la corteza terrestre en orden de abundancia (de mayor a menor).
20. Explique la diferencia entre los términos *silicio* y *silicato.*
21. Describa el tetraedro silicio-oxígeno.
22. ¿Qué tienen en común los minerales ferromagnesianos? Enumere ejemplos de minerales ferromagnesianos.
23. ¿Qué tienen en común la moscovita y la biotita? ¿En qué se diferencian?

24. ¿Debe utilizarse el color para distinguir entre los feldespatos ortosa y plagioclasa? ¿Cuál es la mejor manera de distinguir entre estos dos tipos de feldespato?
25. Cada una de las afirmaciones siguientes describe un mineral o grupo de silicatos. En cada caso, cite el nombre apropiado:
    a) El miembro más común del grupo de los anfíboles.
    b) El miembro más común no ferromagnesiano de la familia de la mica.
    c) El único silicato común compuesto enteramente de silicio y oxígeno.
    d) Un silicato de elevada temperatura con un nombre que se basa en su color.
    e) Un silicato caracterizado por estriaciones.
    f) Un silicato que se origina como producto de la meteorización química.
26. ¿Qué prueba sencilla puede utilizarse para distinguir la calcita de la dolomita?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 4

Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva

Las rocas ígneas y metamórficas procedentes de los «padres» ígneos constituyen alrededor del 95 por ciento de la corteza de la Tierra. Además, el manto, que representa más del 82 por ciento del volumen terrestre, está compuesto completamente por roca ígnea. Por tanto, la Tierra puede describirse como una enorme masa de roca ígnea cubierta por una fina capa de roca sedimentaria y con un pequeño núcleo rico en hierro. Por consiguiente, para comprender la estructura, composición y funcionamiento interno de nuestro planeta, es esencial un conocimiento básico de las rocas ígneas.

Muchos destacados accidentes geográficos están compuestos por rocas ígneas, entre ellos volcanes como el Monte Ranier y el Monte Hood, y los grandes cuerpos ígneos que constituyen la cordillera de Sierra Nevadas. Además, las rocas ígneas dan excelentes ladrillos y son muy utilizadas para materiales decorativos, como en monumentos y en encimeras domésticas.

MAGMA: EL MATERIAL PARENTAL DE LAS ROCAS ÍGNEAS

GEODE EARTH
IGNEOUS ROCKS
▸ Introduction

En nuestra discusión sobre el ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman conforme se enfría y solidifica una roca fundida. Abundantes pruebas apoyan la idea de que el material parental de las rocas ígneas, denominado **magma**, se forma por la fusión que se produce a varios niveles dentro de la corteza y el manto superior de la Tierra a profundidades de quizá 250 km.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende por flotación hacia la superficie porque es menos denso que las rocas que le rodean. (Cuando la roca se funde ocupa más espacio y, por consecuencia, se vuelve menos densa que la roca sólida que la rodea.) Ocasionalmente la roca fundida alcanza la superficie terrestre, donde se denomina **lava**. A veces la lava se emite en forma de surtidores que se producen cuando los gases que escapan propulsan la roca fundida desde una cámara magmática. En otras ocasiones el magma es expulsado de una manera explosiva, provocando erupciones catastróficas de vapor y cenizas. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; muchos volcanes emiten flujos tranquilos de lavas muy fluidas (Figura 4.1).

La naturaleza de los magmas

Los **magmas** son rocas completa o parcialmente fundidas, que al enfriarse se solidifican y forman una roca ígnea compuesta de minerales de silicato. La mayoría de los magmas constan de tres partes claras, un *componente líquido*, un *componente sólido* y una *fase gaseosa*.

La porción líquida, llamada **fundido**, está compuesta principalmente por iones móviles de los ocho elementos encontrados más comúnmente en la corteza terrestre: silicio y oxígeno, junto con menores cantidades de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio.

Los componentes sólidos (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumentan el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es como «una papilla cristalina» con cantidades menores de fundido.

Los componentes gaseosos, denominados **volátiles**, son materiales que se evaporarán [formarán un gas] a las presiones de la superficie. Los volátiles más comunes encontrados en los magmas son el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el dióxido de azufre (SO_2), que están confinados por la inmensa presión ejercida por las rocas suprayacentes. Los gases tienden a separarse del fundido a medida que asciende hacia la superficie (ambiente de baja presión). A medida que los gases se acumulan, pueden acabar por expulsar el magma por la chimenea. Cuando las masas magmáticas profundamente enterradas cristalizan, el resto de volátiles

FIGURA 4.1. Lava basáltica fluida emitida por el volcán Kilauea de Hawái (Foto de G. Brad Lewis/Liaison Agency).

se acumulan en los fluidos calientes ricos en agua que migran a través de las rocas circundantes. Estos fluidos calientes desempeñan un papel importante en el metamorfismo y se considerarán en el Capítulo 8.

De los magmas a las rocas cristalinas

Para entender cómo cristaliza un magma, consideremos cómo se funde un sólido cristalino sencillo. Recordemos que en cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un patrón regular estrechamente empaquetado. Sin embargo, no carecen de movimiento, exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme la temperatura aumenta, los iones vibran cada vez más deprisa y, por consiguiente, colisionan con intensidad creciente con sus vecinos. Por tanto, el calentamiento hace que los iones ocupen más espacio, lo que a su vez provoca la expansión del sólido. Cuando los iones vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de sus enlaces químicos, se produce la fusión. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros y desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión convierte un sólido compuesto por iones uniformemente empaquetados en un líquido compuesto por iones desordenados que se mueven aleatoriamente.

En el proceso denominado **cristalización**, el enfriamiento invierte los acontecimientos de la fusión. Conforme disminuye la temperatura del líquido, los iones se van juntando cada vez más a medida que disminuye su velocidad de movimiento. Cuando se enfrían lo suficiente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, los bloques de construcción básica de los silicatos. Conforme el magma sigue perdiendo calor, los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Lentamente cada núcleo va creciendo a medida que los iones pierden su movilidad y se unen a la red cristalina.

A veces los alumnos preguntan...

¿Son la lava y el magma lo mismo?

No, pero su *composición* podría ser similar. Ambos términos describen roca fundida o líquida. El magma existe debajo de la superficie de la Tierra, y la lava es roca fundida que ha alcanzado la superficie. Por esta razón pueden tener una composición similar. La lava se produce a partir del magma, pero en general ha perdido los materiales que escapan en forma gaseosa, como el vapor de agua.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio restante. Por último, todo el fundido se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 4.2).

Como veremos más adelante, la cristalización del magma es mucho más compleja de lo que se acaba de describir. Mientras que un compuesto sencillo, como el agua, solidifica a una temperatura específica, la cristalización del magma con su diversidad química abarca un intervalo de temperatura de 200 ºC o más. Además, los magmas difieren de unos a otros en cuanto a su composición química, la cantidad de volátiles que contienen, y la velocidad a la que se enfrían. Dado que todos esos factores influyen en el proceso de cristalización, el aspecto y la composición mineral de las rocas ígneas varía mucho.

PROCESOS ÍGNEOS

Las rocas ígneas se forman en dos ambientes básicos. El magma puede cristalizar en profundidad o la lava puede solidificar en la superficie terrestre. Cuando el magma pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie, acaba cristalizando para formar **rocas ígneas intrusivas**. También se conocen como **rocas plutónicas**, de Plutón, el dios del inframundo en la mitología clásica. Las rocas ígneas intrusivas están compuestas de grano grueso de cristales visibles de minerales. Esta roca se observa en la superficie en lugares donde los afloramientos y la erosión han eliminado las rocas suprayacentes. Existen

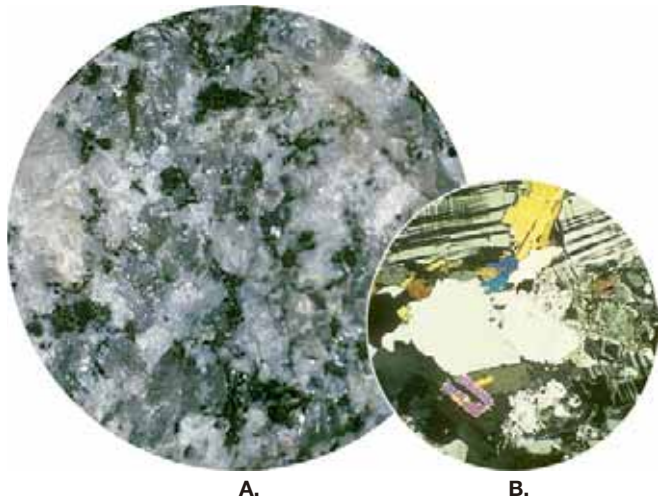


FIGURA 4.2. Roca ígnea compuesta por cristales intercrecidos. A. Vista de cerca de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. Los cristales más grandes tienen alrededor de 2 cm de longitud. B. Microfotografía de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso (Fotos de E. J. Tarbuck).

afloramientos de rocas ígneas intrusivas en muchos lugares: Monte Washington, New Hampshire; Stone Mountain, Georgia; las Black Hills en el sur de Dacota y el parque nacional Yosemite, California (Figura 4.3).

Las rocas ígneas que se forman cuando la roca fundida solidifica *en la superficie* se clasifican como **rocas ígneas extrusivas**. También se conocen como **rocas volcánicas**, por el dios del fuego, Vulcano. Las rocas ígneas extrusivas se forman cuando la lava solidifica, en cuyo caso tienden a ser de grano fino, o cuando los fragmentos volcánicos caen a la superficie de la Tierra. Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en las zonas occidentales del continente americano, donde constituyen los picos volcánicos de la cordillera Cascade y de los Andes. Además, muchas islas oceánicas, entre ellas la cadena hawaiana y las islas Aleutianas de Alaska, están compuestas casi por completo por rocas ígneas extrusivas.

COMPOSICIONES ÍGNEAS

IGNEOUS ROCKS
▸ Igneous Compositions

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio son, con gran diferencia, los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg) y hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 por ciento en peso de la mayoría de los magmas. Además, el magma contiene pequeñas cantidades de otros muchos elementos, entre ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.

FIGURA 4.3. Mount Rushmore National Memorial, localizado en las Black Hills del sur de Dakota, estás excavado en rocas ígneas intrusivas. (Foto de Marc Muench.)

Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y comparativamente con bajo contenido en sílice. El *olivino,* el *piroxeno,* el *anfíbol* y la *biotita* son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los *silicatos claros* (o *no ferromagnesianos*) contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio en vez de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el *cuarzo,* la *moscovita* y el grupo mineral más abundante, los *feldespatos.* Los feldespatos constituyen, al menos, el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. Por tanto, además del feldespato, las rocas ígneas contienen alguna combinación de los otros silicatos claros y oscuros que se han enumerado.

Composiciones graníticas (félsicas) frente a composiciones basálticas (máficas)

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas (y los magmas de los que se forman) pueden clasificarse en grupos amplios en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros (Figura 4.4). Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas, casi por completo, por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Las rocas ígneas en las que estos son los minerales dominantes tienen una **composición granítica**. Los geólogos también se refieren a las rocas graníticas como **félsicas**, un término derivado de *fel*despato y *sí*lice (cuarzo). Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10 por ciento de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfíbol. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70 por ciento) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una **composición basáltica** (Figura 4.4). Las rocas basálticas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos, de modo que los geólogos se refieren también a ellas como rocas **máficas** (de *ma*gnesium y *fe*rrum, el nombre en latín para el hierro). Debido a su contenido en hierro, las rocas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. Los basaltos constituyen el fondo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas. Los basaltos forman también extensas coladas de lava en los continentes.

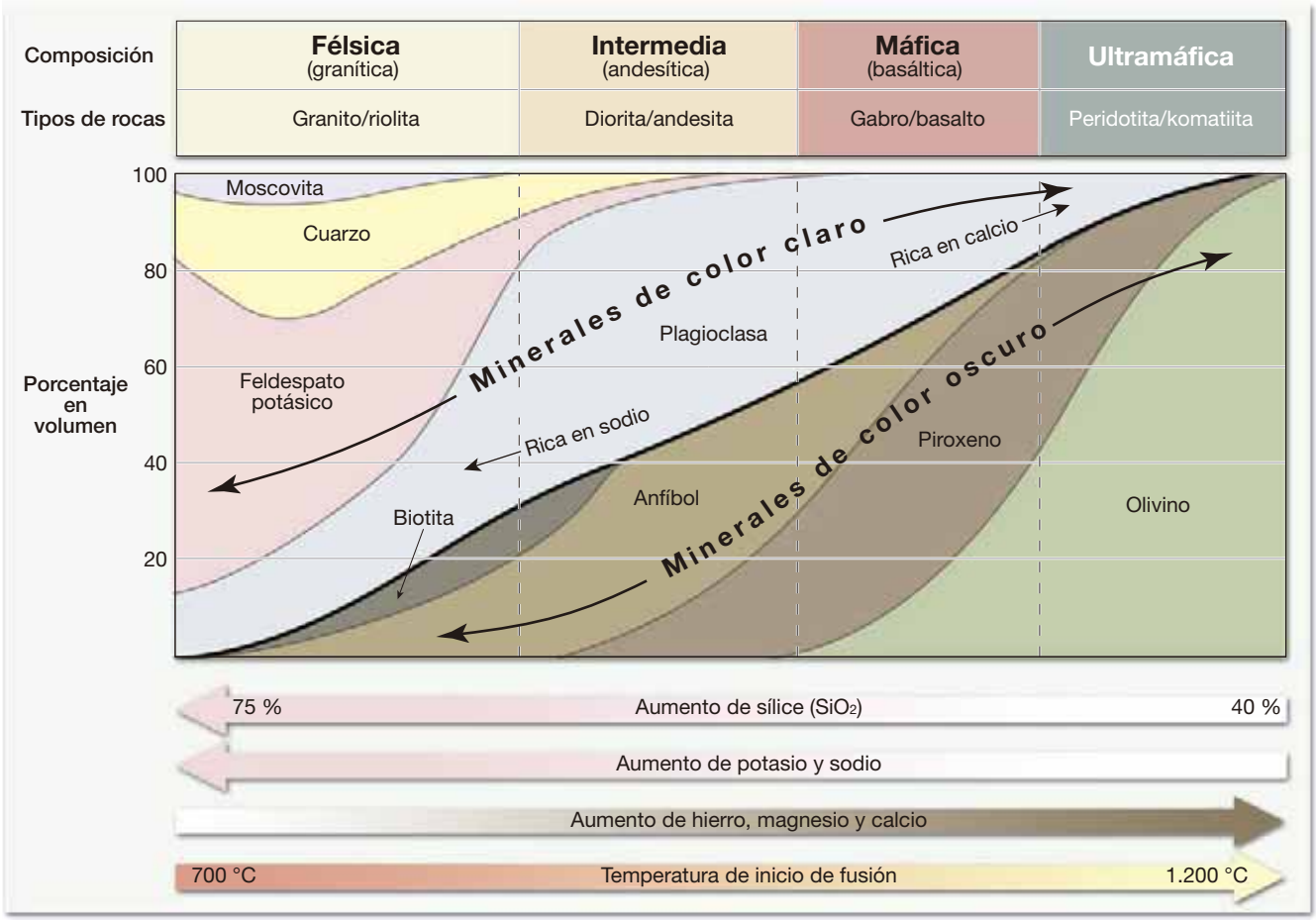


FIGURA 4.4. Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman (Tomado de Dietrich, Daily y Larsen).

Otros grupos composicionales

Como se puede observar en la Figura 4.4, las rocas con una composición comprendida entre las rocas graníticas y las basálticas se dice que tienen una **composición intermedia** o **andesítica**, por la roca volcánica común *andesita.* Las rocas intermedias contienen, al menos, un 25 por ciento de silicatos oscuros, principalmente anfíbol, piroxeno y biotita, y el otro mineral dominante es la plagioclasa. Esta importante categoría de rocas ígneas se asocia con la actividad volcánica normalmente confinada a los márgenes de los continentes.

Otra roca ígnea importante, la *peridotita,* contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra en el lado opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas (Figura 4.4). Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por minerales ferromagnesianos, se hace referencia a su composición química como **ultramáfica**. Aunque las rocas ultramáficas son infrecuentes en la superficie de la Tierra, se cree que las peridotitas son el constituyente principal del manto superior.

El contenido de sílice como indicador de la composición

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2). Normalmente el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje inferior a alrededor del 40 por ciento en las rocas ultramáficas, y un porcentaje por encima del 70 por ciento, en las rocas graníticas (Figura 4.4). El porcentaje de sílice de las rocas ígneas varía en realidad de una manera sistemática, que es paralela a la abundancia de los otros elementos. Por ejemplo, rocas con contenido relativamente bajo en sílice contienen cantidades grandes de hierro, magnesio y calcio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de estos elementos y, en cambio, están enriquecidas en sodio y potasio. Por consiguiente, la composición química de una roca ígnea puede deducirse directamente de su contenido en sílice.

Además, la cantidad de sílice presente en un magma influye mucho en su comportamiento. El magma granítico, que tiene un contenido elevado en sílice, es

bastante viscoso (espeso) y puede hacer erupción a temperaturas de tan solo 700 ºC. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Los magmas basálticos también hacen erupción a temperaturas superiores que los graníticos, normalmente a temperaturas comprendidas entre 1.100 y 1.250 ºC y están completamente sólidos cuando se enfrían hasta 1.000 ºC.

En resumen, las rocas ígneas pueden dividirse en grupos amplios de acuerdo con las proporciones de minerales claros y oscuros que contengan. Las *rocas graníticas (félsicas)*, que están casi totalmente compuestas por los minerales claros, cuarzo y feldespato, se encuentran en un extremo del espectro composicional (Figura 4.4). Las *rocas basálticas (máficas)*, que contienen abundantes silicatos oscuros además de plagioclasa, forman el otro grupo principal de rocas ígneas de la corteza terrestre. Entre estos grupos se encuentran las rocas con una *composición intermedia (andesítica)*. Las *rocas ultramáficas*, que no contienen minerales claros, se sitúan en el extremo opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas

TEXTURAS ÍGNEAS: ¿QUÉ PUEDEN DECIRNOS?

El término **textura** se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales (Figura 4.5). La textura es una característica importante porque revela mucho sobre el ambiente en el que se formó la roca. Esto permite a los geólogos hacer deducciones sobre el origen de la roca mientras trabajan en el campo, donde no disponen de equipo sofisticado.

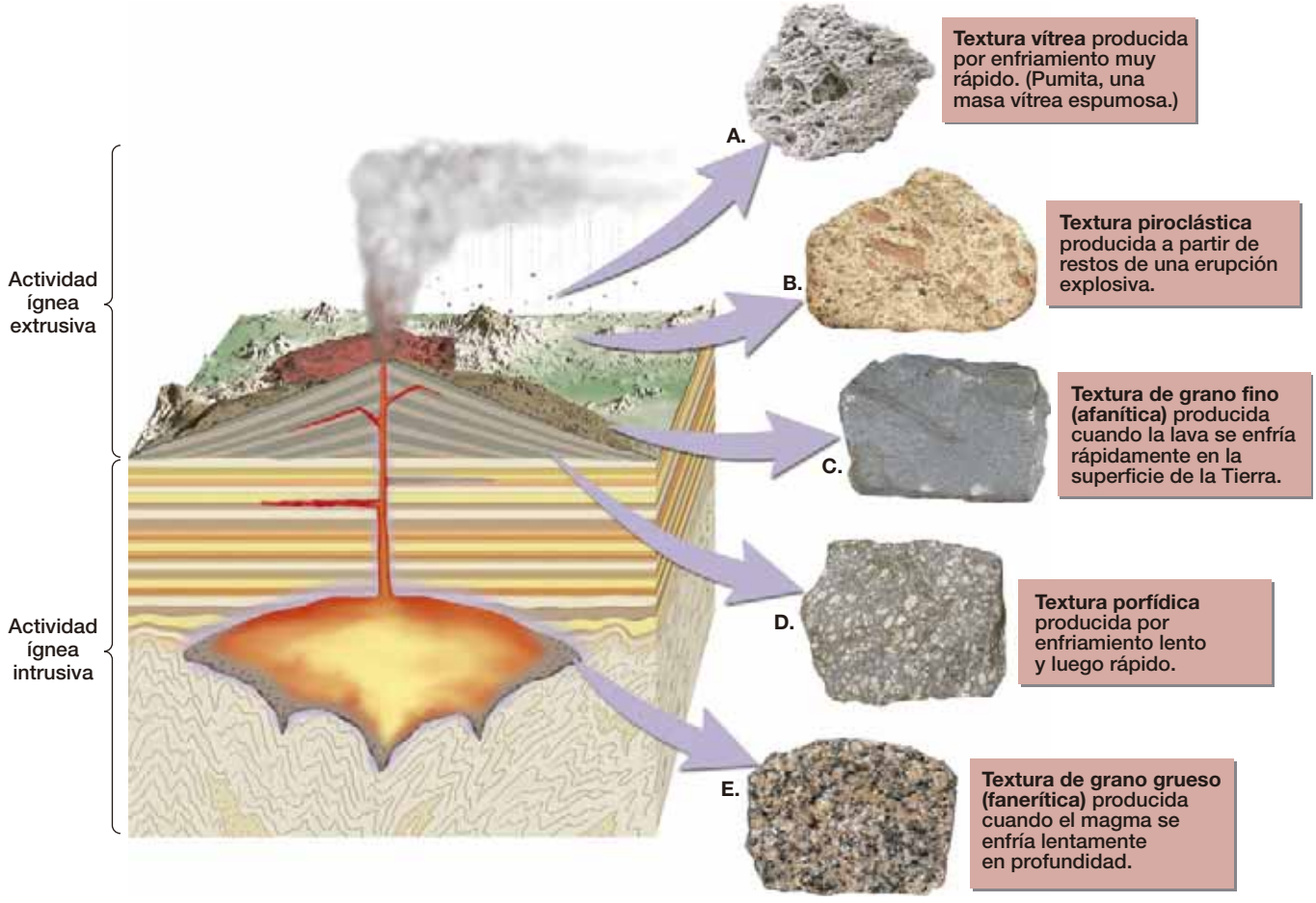


FIGURA 4.5. Texturas de las rocas ígneas. A. Durante una erupción volcánica en la que se expulsa a la atmósfera lava rica en sílice, puede formarse un vidrio espumoso denominado pumita. B. Rocas que exhiben una *textura piroclástica* son consecuencia de la consolidación de los fragmentos de roca que se expulsaron durante una erupción volcánica violenta. C. Rocas ígneas que cristalizan en, o cerca de, la superficie de la Tierra se enfrían rápidamente y suelen exhibir una *textura de grano fino (afanítica).* D. Una *textura porfídica* se produce cuando el magma que ya contiene algunos cristales grandes migra hacia un nuevo lugar donde aumenta la velocidad de enfriamiento. La roca resultante consta de cristales más grandes (fenocristales) incrustados en una matriz de cristales más pequeños (*pasta*). E. Rocas ígneas de *grano grueso (faneríticas)* se forman cuando el magma solidifica lentamente en profundidad (Fotos de E. J. Tarbuck).

Tres factores influyen en la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría la roca fundida;* (2) *la cantidad de sílice presente,* y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma.* De ellos, la velocidad de enfriamiento tiende a ser el factor dominante.

Un cuerpo magmático muy grande localizado a muchos kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra se enfriará durante un periodo de quizá decenas o centenares de millares de años. Al principio, se forman relativamente pocos núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite que los iones migren libremente hasta que acaben juntándose con alguna de las estructuras cristalinas existentes. Por consiguiente, el enfriamiento lento promueve el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño.

Por otro lado, cuando el enfriamiento se produce deprisa (por ejemplo, en una colada de lava delgada) los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad para formar cristales. Esto provoca el desarrollo de numerosos núcleos embrionarios, que compiten a la vez por los iones disponibles. La consecuencia es una masa sólida de pequeños cristales intercrecidos.

Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina ordenada. A las rocas que consisten en iones desordenados que están aleatoriamente «congelados» en su sitio se las denomina **vidrios**.

Tipos de texturas ígneas

Como hemos visto, el efecto del enfriamiento sobre las texturas de las rocas es bastante directo. El enfriamiento lento promueve el crecimiento de grandes cristales, mientras que el enfriamiento rápido tiende a generar cristales más pequeños.

Textura afanítica (de grano fino)

Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas intrusivas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, exhiben una textura de grano fino denominada **afanítica** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son tan pequeños que los minerales individuales solo se distinguen con la ayuda de un microscopio de polarización u otras técnicas sofisticadas (*véase* Recuadro 4.1). Por consiguiente, normalmente caracterizamos las rocas de grano fino como de color claro, intermedio u oscuro. Utilizando este sistema de agrupamiento, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente.

Características comunes de muchas rocas extrusivas son los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica la lava. Esas aberturas casi esféricas se denominan **vesículas** y las rocas que las contienen se dice que tienen **textura vesicular**. Las rocas que exhiben una textura vesicular normalmente se forman en la zona superior de una colada de lava, donde el enfriamiento se produce lo bastante deprisa como para conservar las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión (Figura 4.6).

Textura fanerítica (de grano grueso)

Cuando grandes masas de magma cristalizan lentamente a gran profundidad, forman las rocas ígneas que exhiben una textura **de grano grueso** descrita como **fanerítica** (*phaner* = visible). Las rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio (Figura 4.5E). Los geólogos suelen utilizar una pequeña lupa que les ayuda a identificar los minerales en una roca fanerítica.

Textura porfídica

Una gran masa de magma puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificar. Dado que los diferentes minerales cristalizan bajo condiciones

FIGURA 4.6. La imagen más grande muestra una colada de lava (frente) asociada con el Sunset Crater, una esquina volcánica cerca de Flagstaff, Arizona (Foto de Dennis Tasa). La foto del inserto es un primer plano que muestra la textura vesicular de la roca. Las vesículas son pequeños huecos que quedan al escapar las burbujas de gas (Foto de Michael Collier).

ambientales diferentes (temperatura y presión), es posible que los cristales de un mineral se hagan bastante grandes antes de que otros estén empezando a formarse. Si la roca fundida que contiene algunos cristales grandes se mueve a un ambiente diferente (por ejemplo, saliendo a la superficie), la fracción líquida restante de la lava se enfriaría más deprisa. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica** (Figura 4.5D). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales** (*pheno* = mostrar; *cristal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina **pasta**. Una roca con una textura *porfídica* se conoce como **pórfido**.

Textura vítrea

Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Un enfriamiento rápido de este tipo puede generar rocas que tienen una **textura vítrea** (Figura 4.5A). El vidrio se produce cuando los iones desordenados se «congelan» antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada.

La *obsidiana*, un tipo común de vidrio natural, es de aspecto similar a una pieza oscura de vidrio corriente o manufacturado (Figura 4.7). Dada su excelente fractura concoidea y su capacidad para conservar un borde duro y afilado, la obsidiana fue un material preciado a partir del cual los nativos elaboraban puntas de flecha y herramientas cortantes (*véase* el inserto de la Figura 4.7). En la actualidad, se utilizan bisturís hechos de obsidiana para cirugía plástica delicada, porque dejan menos cicatriz que los de acero.

FIGURA 4.7. Obsidiana, un vidrio natural que era utilizado por los nativos americanos para hacer puntas de flecha y utensilios de corte (Foto de E. J. Tarbuck; inserto, foto de Jeffrey Scovil).

Las coladas de obsidiana de varias decenas de centímetros son una evidencia de que el enfriamiento rápido no es el único mecanismo que produce una textura vítrea (Figura 4.8). Los magmas con un elevado contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena (polimerización) antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma. (La *viscosidad* es una medida de la resistencia del fluido a fluir.)

El magma granítico, que es rico en sílice, puede ser emitido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando para formar obsidiana. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poca sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vítrea. Además, los volcanes hawaianos a veces emiten fuentes de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hilos de vidrio volcánico denominados *cabellos de Pele*, así como diminutas gotas, conocidas como *lágrimas de Pele*, que reciben su nombre de la diosa hawaiana de los volcanes.

Textura piroclástica (fragmental)

Otro grupo de rocas ígneas se forma por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante una erupción volcánica violenta. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas, formadas por estos fragmentos de roca, se dice que tienen una **textura piroclástica** o **fragmentaria** (Figura 4.5B).

Un tipo común de roca piroclástica denominada *toba soldada* está compuesta por finos fragmentos de vidrio que permanecieron lo suficientemente calientes durante su vuelo como para fusionarse tras el impacto. Otras rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos que se solidificaron antes del impacto y se cementaron juntos algún tiempo después. Dado que las rocas piroclásticas están compuestas de partículas o fragmentos individuales más que de cristales interconectados, sus texturas suelen ser más parecidas a las exhibidas por las rocas sedimentarias que a las asociadas con las rocas ígneas.

Textura pegmatítica

Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas **pegmatitas**. Esas rocas, que están compuestas por cristales intercrecidos, todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una **textura pegmatítica**

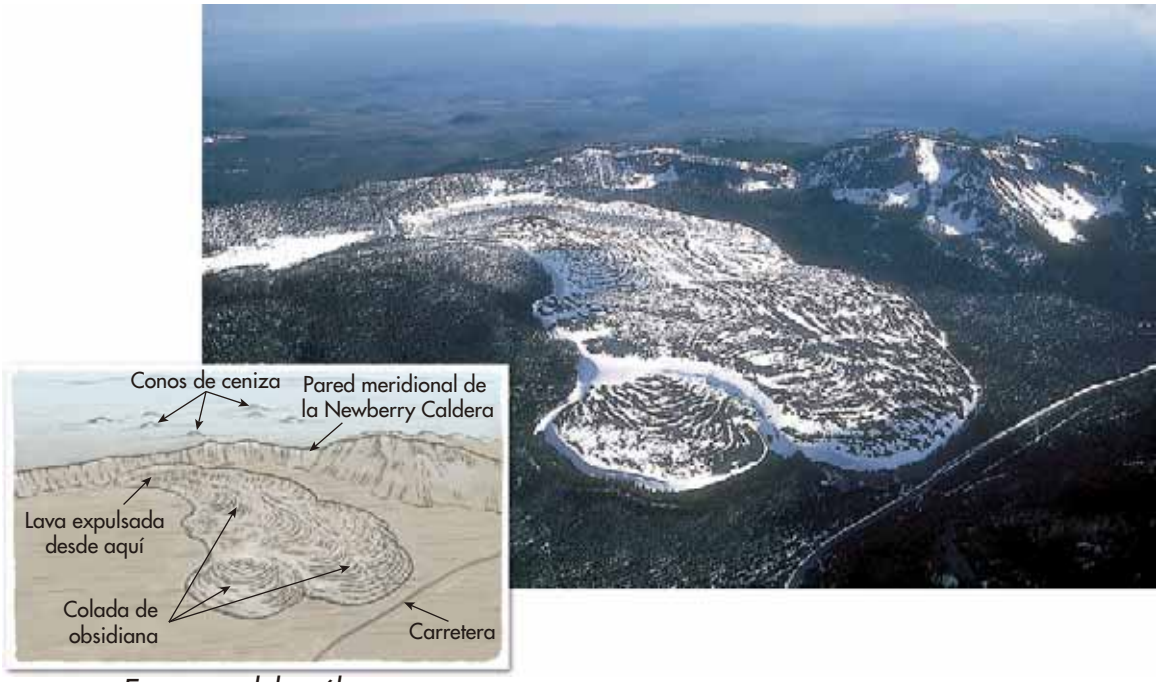


FIGURA 4.8. Esta colada de obsidiana fue expulsada de una chimenea volcánica a lo largo de la pared meridional de Newberry Caldera, Oregón. Obsérvese la carretera para comprobar la escala (Foto de Marli Miller).

(Figura 4.9). La mayoría de las pegmatitas se encuentra alrededor de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas.

Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización de un magma, cuando el agua y otros volátiles, como el dióxido de carbono, el cloro y el flúor, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son el resultado de un ambiente rico en líquido que intensifica la cristalización.

La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Sin embargo, algunas contienen cantidades significativas de elementos relativamente raros y, por tanto, valiosos, oro, tungsteno, berilio y tierras raras que se utilizan en los dispositivos tecnológicos modernos, como en los superconductores y en los coches híbridos.

FIGURA 4.9. Pegmatita granítica compuesta principalmente de cuarzo y feldespato potásico (color salmón). El cristal alargado de cuarzo oscuro a la derecha tiene el tamaño aproximado del dedo índice de una persona (Foto de Colin Keates).

A veces los alumnos preguntan...

A veces he oído describir como «graníticas» a algunas rocas ígneas. ¿Todas las rocas graníticas son granito?

Técnicamente no. El verdadero granito es una roca intrusiva de grano grueso con un determinado porcentaje de minerales clave, principalmente cuarzo de color claro y feldespato, con otros minerales oscuros secundarios. Sin embargo, entre los geólogos se ha convertido en algo habitual aplicar el término *granito* a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente por minerales silicatados de color claro. Además, algunas rocas se pulen y se venden como granito para encimeras o como azulejos, cuando, además de no ser granito, ¡ni siquiera son rocas ígneas!

DENOMINACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

IGNEOUS ROCKS
▸ Naming Igneous Rocks

Las rocas ígneas son clasificadas, o agrupadas, habitualmente en función de su textura y de su composición mineral (Figura 4.10). Las diferentes texturas ígneas son consecuencia fundamentalmente de distintas historias de enfriamiento, mientras que la composición mineral lógica de una roca ígnea es consecuencia del contenido químico de su magma primario. Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura, dos rocas pueden tener similares constituyentes minerales pero diferentes texturas y, por consiguiente, nombres diferentes.

Rocas ígneas félsicas (graníticas)

Granito

El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 4.11). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental (Figura 4.12). Las losas de granito pulido se utilizan habitualmente para monumentos, sepulturas y como rocas de construcción. Son zonas bien conocidas de Estados Unidos de donde se extrae el granito, entre otras, Barre, Vermont; el monte Airy, Carolina del Norte, y Saint Cloud, Minnesota.

El granito es una roca de grano grueso compuesta por alrededor del 25 por ciento de cuarzo y aproximadamente el 65 por ciento de feldespato, principalmente las variedades ricas en potasio y sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, suelen

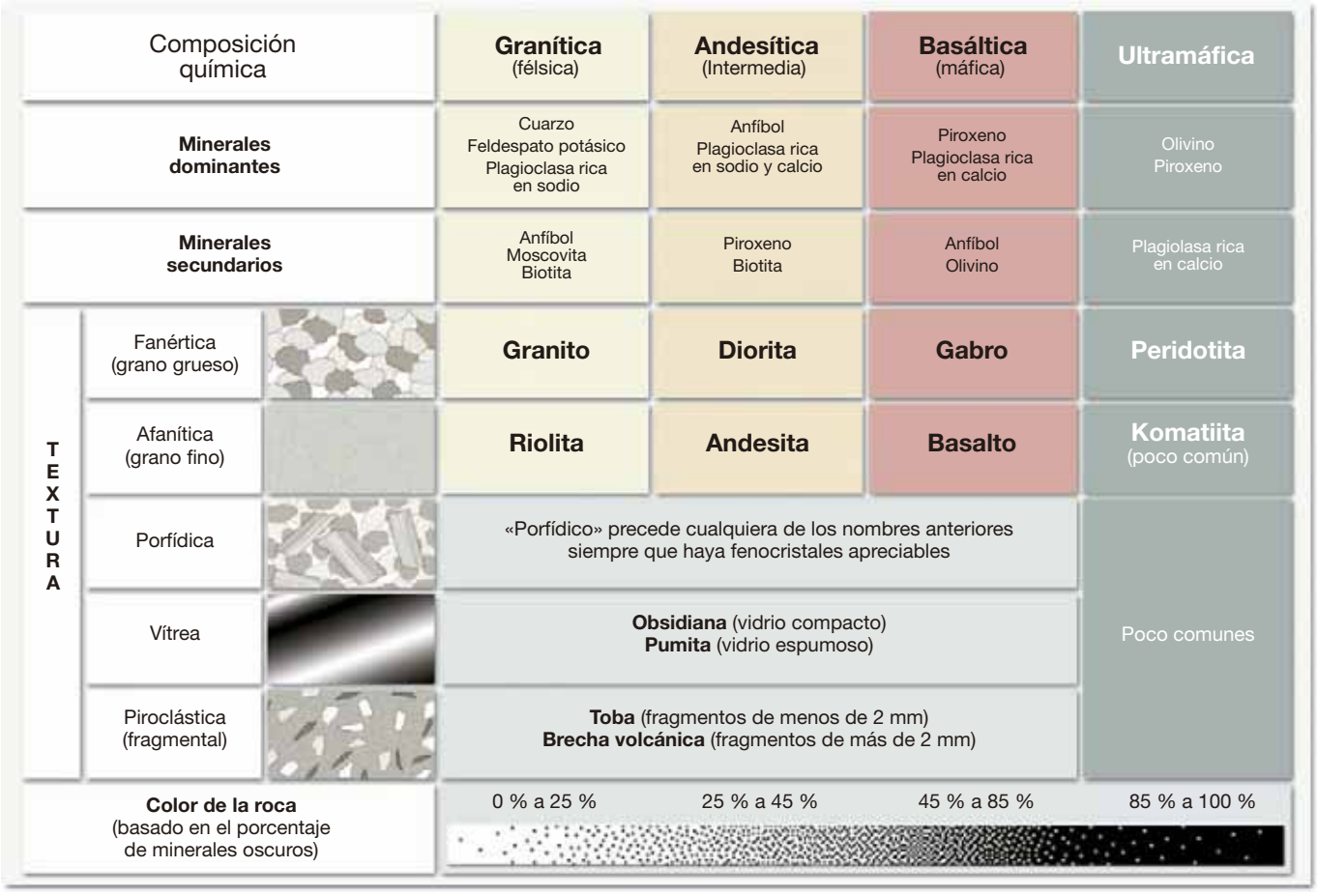


FIGURA 4.10. Clasificación de las principales rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como plutones estrechos y delgados. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en, o cerca de, la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior.

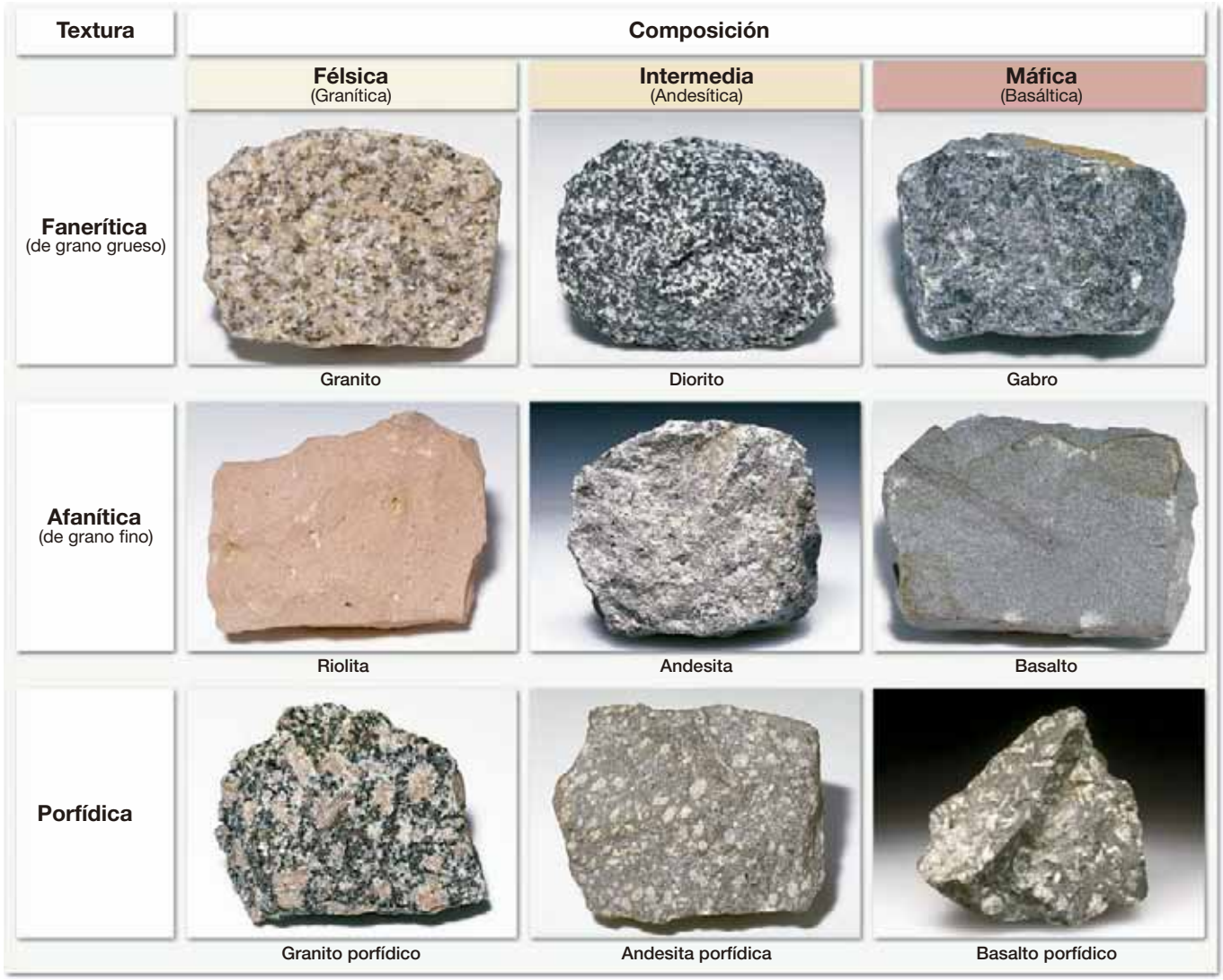


FIGURA 4.11. Rocas ígneas comunes (Fotos de E. J. Tarbuck).

ser vítreos y de color claro a gris claro. Por el contrario, los cristales de feldespato tienen un color generalmente de blanco a gris o rosa salmón, y exhiben una forma rectangular más que esférica. Otros constituyentes menores del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 10 por ciento de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.

Cuando el feldespato potásico domina y es de color rosa oscuro, el granito aparece rojizo (Figura 4.11). Esta variedad de granito es popular como roca de construcción y para monumentos. Sin embargo, los granos de feldespato suelen ser de color blanco a gris, de modo que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros, el granito parece tener un color gris claro (Figura 4.12). Además, algunos granitos tienen una textura porfídica. Estos tipos contienen cristales alargados de feldespato, de unos pocos centímetros de longitud, que están esparcidos entre los cristales más pequeños de cuarzo y anfíbol.

El granito es una roca muy abundante. Sin embargo, se ha convertido en una práctica común entre los geólogos aplicar el término *granito* a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente de silicatos claros. Continuaremos con esta práctica en virtud de la sencillez. Debe tenerse en cuenta que este uso del término *granito* abarca rocas que tienen un espectro de composiciones amplio.

Riolita

La *riolita* es el equivalente extrusivo del granito y, como el granito, está esencialmente compuesta por los silicatos claros (Figura 4.11). Este hecho explica su color, que

FIGURA 4.12. Las rocas contienen información sobre los procesos que las producen. Este monolito granítico masivo (El Capitán), situado en el Yosemite National Park, California, fue una vez una masa fundida en las profundidades del interior de la Tierra (Foto de Enrique R. Aquirre/Photolibrary).

suele ser de marrón claro a rosa o, a veces, un gris muy claro. La riolita es de grano fino y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y poros que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico. Al contrario que el granito, que está muy distribuido como grandes masas plutónicas, los afloramientos de riolita son menos frecuentes y, en general, menos voluminosos. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, las coladas de lava riolíticas y los potentes depósitos de cenizas de composición similar son extensos.

Obsidiana

La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 4.13). Al contrario de la disposición ordenada de los iones característica de los minerales, en el *vidrio, los iones están desordenados*. Por consiguiente, las rocas vítreas como la obsidiana no están compuestas por minerales en el mismo sentido que la mayoría de las demás rocas.

A veces los alumnos preguntan…

Dijo que los nativos utilizaban la obsidiana para hacer puntas de flecha y utensilios cortantes. ¿Es el único material que utilizaron?

No. Los nativos utilizaban cualquier material del que dispusieran en su zona para hacer herramientas, incluido cualquier material rocoso compacto y duro que pudiera ser moldeado. Eso incluye materiales como las rocas metamórficas pizarra y cuarcita, depósitos sedimentarios formados por sílice llamados jaspe, distintas variedades de cuarzo, ópalo, sílex e incluso jade. Algunos de estos depósitos tienen una distribución geográfica limitada y en la actualidad pueden ayudar a los antropólogos a reconstruir las rutas comerciales entre los diferentes grupos de indios.

ENTENDER LA TIERRA

Láminas delgadas e identificación de las rocas

RECUADRO 4.1

Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales ensamblados. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas macroscópicas para estudiar las rocas. Las características *macroscópicas* de las rocas son los rasgos que pueden determinarse a simple vista o utilizando una lente manual de poco aumento (x10). Cuando resulta práctico hacerlo así, los geólogos recogen muestras de mano que pueden llevarse al laboratorio, donde pueden emplear métodos *microscópicos* o de gran aumento. El examen microscópico es importante para identificar los minerales traza así como los rasgos texturales que son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Dado que la mayoría de las rocas no son transparentes, el trabajo microscópico precisa la preparación de un corte muy delgado de la roca conocido como *lámina delgada* (Figura 4.A parte B). En primer lugar, se utiliza una sierra con diamantes en su hoja para cortar una lámina fina de la muestra. A continuación, un lado de la lámina se pule utilizando polvo abrasivo y luego se pega a un portaobjetos para microscopio. Una vez que la muestra montada está firmemente sujeta, el otro lado es pulido hasta un grosor de unos 0,03 milímetros. Cuando una sección de roca es de este grosor, suele ser transparente. Pero algunos minerales siguen siendo opacos por muy finos que se dejen. Se trata de los minerales metálicos, normalmente la pirita y la magnetita.

Una vez producidas, las secciones delgadas se examinan bajo un microscopio, especialmente diseñado, denominado *microscopio de polarización.* Dicho instrumento tiene una fuente de luz debajo de la platina, de manera que la luz puede transmitirse hacia arriba a través de la lámina delgada. Dado que los minerales tienen estructuras cristalinas que influyen en la luz polarizada de una manera medible, este procedimiento permite identificar hasta los componentes menores de una roca. El apartado C de la Figura 4.A es una microfotografía (fotografía tomada a través de un microscopio) de una lámina delgada de granito mostrada bajo luz polarizada. Los constituyentes minerales se identifican por sus peculiares propiedades ópticas. Además de ayudar al estudio de las rocas ígneas, las técnicas microscópicas se utilizan también con gran éxito en el análisis de las rocas sedimentarias y metamórficas.

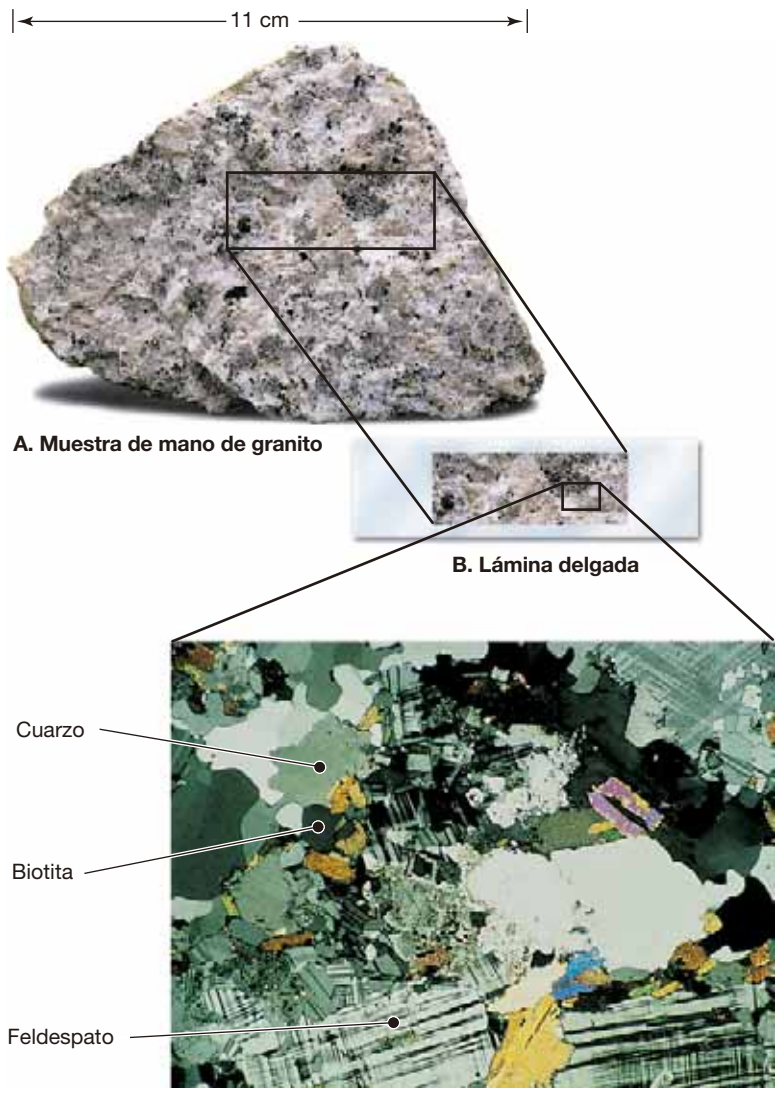


FIGURA 4.A. Las láminas delgadas son muy útiles en la identificación de los componentes minerales de las rocas. A. A partir de la muestra de mano se corta una porción plana mediante una sierra de diamante. B. Esta porción se pega a un portaobjetos siendo sometida a desbaste hasta hacerse transparente a la luz (aproximadamente 0,03 mm de espesor). Esta porción muy fina de roca se denomina *sección o lámina delgada*. C. Lámina delgada de granito observada con luz polarizada (Fotos de E. J. Tarbuck).

B. Muestra de mano de una obsidiana.

A. Flujo de obsidiana.

FIGURA 4.13. La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. La escena de la imagen A muestra el frente de una lava al sur del lago Mono, California. El gran bloque bandeado de la porción inferior de la imagen contiene capas blancas de material poroso tipo pumita (Fotos cortesía de E. J. Tarbuck).

Aunque normalmente de color negro o marrón rojizo, la obsidiana tiene una composición que es más semejante a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras como un basalto. El color oscuro de la obsidiana es consecuencia de pequeñas cantidades de iones metálicos en una sustancia vítrea, por lo demás relativamente transparente (Figura 4.7).

Pumita

La *pumita* es una roca volcánica con una textura vítrea que se forma cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava rica en sílice para generar una masa gris y porosa (Figura 4.14). En algunas muestras, los agujeros son bastante evidentes, mientras que en otros, la pumita recuerda a fragmentos finos de cristal entretejido. Debido al gran porcentaje de huecos, muchas muestras de pumita flotarán cuando se las coloque en agua. A veces, en las pumitas se ven líneas de flujo, que indican que hubo algún movimiento antes de que se completara la solidificación. Además, la pumita y la obsidiana pueden encontrarse a menudo en la misma masa rocosa, donde se encuentran en capas alternas.

FIGURA 4.14. Pumita, una roca vítrea que es muy ligera porque contiene numerosas vesículas (Inserto foto de Chip Clark).

Rocas ígneas intermedias (andesíticas)

Andesita

La *andesita* es una roca de color gris medio, de grano fino y de origen volcánico. Su nombre procede de los Andes de América del Sur, donde numerosos volcanes están formados por este tipo de roca. Además de los volcanes de los Andes y la cordillera Cascade, muchas de las estructuras volcánicas que ocupan los márgenes continentales rodeando el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 4.11). Cuando este es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de anfíbol. La andesita recuerda a menudo a la riolita, de modo que su identificación suele requerir el examen microscópico para verificar su composición mineral.

Diorita

La *diorita* es el equivalente plutónico de la andesita. Es una roca fanerítica que tiene un aspecto similar al granito gris. Sin embargo, puede distinguirse del granito por la ausencia de cristales de cuarzo visibles y porque contiene un porcentaje más elevado de silicatos oscuros. La composición mineral de la diorita es fundamentalmente plagioclasa rica en sodio y anfíbol, con cantidades menores de biotita. Debido a que los granos de feldespato de color claro y los cristales de anfíbol oscuros parecen ser aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de «sal y pimienta» (Figura 4.11).

Rocas ígneas máficas (basálticas)

Basalto

El *basalto* es una roca afanítica de color verde oscuro a negro, compuesta fundamentalmente por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 4.11). Cuando es porfídico, el basalto contiene comúnmente fenocristales pequeños de feldespato de colores claros o fenocristales de olivino de aspecto vítreo y color verde embebidos en una pasta oscura.

El basalto es la roca ígnea extrusiva más común. Muchas islas volcánicas, como las islas Hawái e Islandia, están compuestas fundamentalmente de basalto. Además, las capas superiores de la corteza oceánica son de basalto. En Estados Unidos, grandes proporciones de la parte central de Oregón y de Washington fueron zonas de extensas erupciones basálticas (Figura 4.15). En algunas localizaciones, esas coladas basálticas, una vez fluidas, se han acumulado hasta alcanzar grosores que se aproximan a los 3 km.

FIGURA 4.15. Basaltos del río Columbia. En algunos lugares estas coladas de lava, que una vez fuera lava fluida, tienen un espesor superior a 3 km. El basalto suele ser negro, pero a menudo se meteoriza a color rojizo-marrón (Foto de Willianborg).

Gabro

El *gabro* es el equivalente intrusivo del basalto (Figura 4.11). Como el basalto, tiende a ser de color verde oscuro a negro y está compuesto fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. Aunque el gabro es infrecuente en la corteza continental, constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica.

Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos expulsados durante una erupción volcánica. Una de las rocas piroclásticas más comunes, denominada *toba,* se compone fundamentalmente de diminutos fragmentos del tamaño de cenizas que se cementaron más tarde (Figura 4.5B). En situaciones donde las partículas de cenizas permanecieron lo suficientemente calientes como para fundirse, la roca se denomina *toba soldada.* Aunque las tobas soldadas consisten fundamentalmente en diminutos copos vítreos, pueden contener fragmentos de pumita del tamaño de una nuez y otros fragmentos de roca.

Las tobas soldadas recubren enormes porciones de zonas del occidente de Estados Unidos que fueron volcánicamente activas en el pasado (Figura 4.16). Algunos de esos depósitos de toba tienen espesores de centenares de metros y se extienden a lo largo de decenas de kilómetros desde su origen. La mayoría se formó hace millones de años conforme las cenizas volcánicas arrojadas de grandes estructuras volcánicas (calderas) en forma de avalanchas se expandieron lateralmente a velocidades de aproximadamente 100 km por hora. Los primeros investigadores de esos depósitos los clasificaron, de

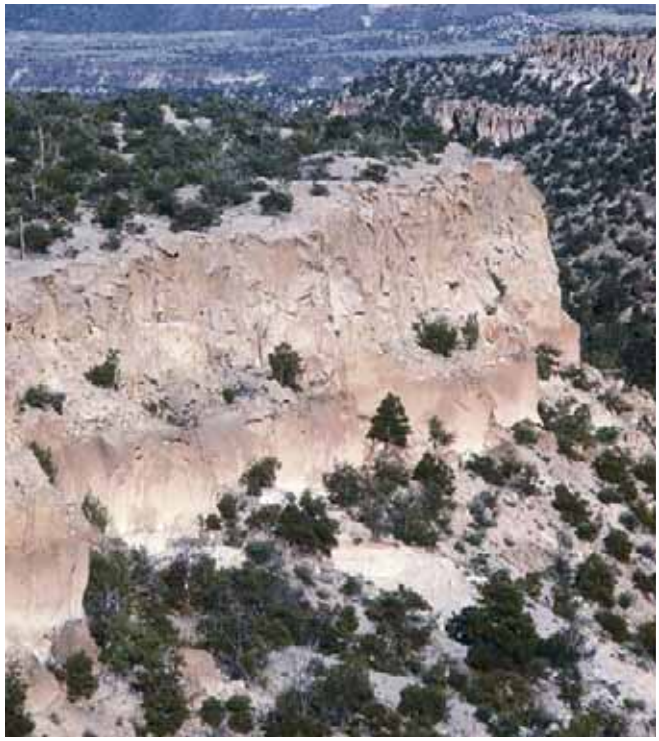


FIGURA 4.16. Afloramiento de toba soldada de Valles Caldera cerca de Los Álamos, Nuevo México. La toba está compuesta principalmente por partículas del tamaño de las cenizas y puede contener fragmentos mayores de pumita u otras rocas volcánicas (Foto de Marli Miller).

manera incorrecta, como coladas de riolita. En la actualidad, sabemos que esta lava rica en sílice es demasiado viscosa como para fluir más allá de unos pocos kilómetros desde la chimenea volcánica.

Las rocas piroclásticas compuestas fundamentalmente por partículas de tamaño mayor que la ceniza se denominan *brechas volcánicas.* En las brechas volcánicas, las partículas pueden consistir en fragmentos con perfil aerodinámico que solidificaron en el aire, bloques procedentes de las paredes de la chimenea, cristales y fragmentos vítreos.

A veces los alumnos preguntan...

En la ferretería, vi una barbacoa con material que el dependiente llamó «roca de lava». ¿Se trata realmente de una roca volcánica?

No solo encuentra «roca de lava» en su ferretería, sino también en los comercios de bricolaje para utilizarla como material de construcción y paisajismo y se suele encontrar en las tiendas con productos para acuarios. Los geólogos dan a este material el nombre de *escoria,* que es una roca máfica roja u oscura caracterizada por una textura vesicular (llena de agujeros). También se denomina *ceniza volcánica.* En las barbacoas de gas, la roca de lava se utiliza para absorber y reirradiar el calor y garantizar la cocción uniforme.

A diferencia de algunos nombres de rocas ígneas, como el granito y el basalto, los términos *toba* y *brecha volcánica* no indican composición mineral. Por tanto, suelen utilizarse a menudo con un calificativo, por ejemplo, toba riolítica.

ORIGEN DE LOS MAGMAS

La mayoría de los magmas se originan en el manto superior. Las mayores cantidades se producen en los límites de placa divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. Menores cantidades se forman en las zonas de subducción, donde la litosfera oceánica desciende hacia el manto. Además, también pueden originarse magmas lejos de los límites de placas.

Generación del magma a partir de roca sólida

En función de la evidencia procedente del estudio de las ondas sísmicas, *la corteza y el manto terrestres están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas, no fundidas.* Aunque el núcleo externo es fluido, este material rico en hierro es muy denso y permanece a bastante profundidad dentro de la Tierra. Así pues ¿de dónde proceden los magmas?

Aumento de la temperatura

La mayor parte de los magmas se originan cuando se funden rocas esencialmente sólidas, localizadas en la corteza y el manto superior. La forma más obvia para generar magma a partir de roca sólida consiste en elevar la temperatura por encima del punto de fusión de la roca.

Los trabajadores de las minas subterráneas saben que la temperatura aumenta con la profundidad. Aunque la velocidad a la que aumenta la temperatura varía considerablemente de un lugar a otro, en la corteza *superior la media* es de unos 25 ºC por kilómetro. Este aumento de la temperatura con la profundidad, conocido como **gradiente geotérmico**, es algo mayor debajo de los océanos que debajo de los continentes (Figura 4.17). Como se muestra en la Figura 4.17, en la que se compara un gradiente geotérmico típico con la curva del punto de fusión para la roca del manto peridotita, la temperatura a la cual la peridotita se funde es más elevada que el gradiente geotérmico en cualquier lugar. Por tanto, bajo condiciones normales, el manto es sólido. Como veremos, existen procesos tectónicos que pueden incrementar el gradiente geotérmico lo suficiente como para desencadenar fusión. Además, hay otros mecanismos que desencadenan la fusión por disminución de la temperatura a la cual la peridotita empieza a fundirse[1].

[1] Las fuentes de calor para el gradiente geotérmico se considerarán en el Capítulo 12.

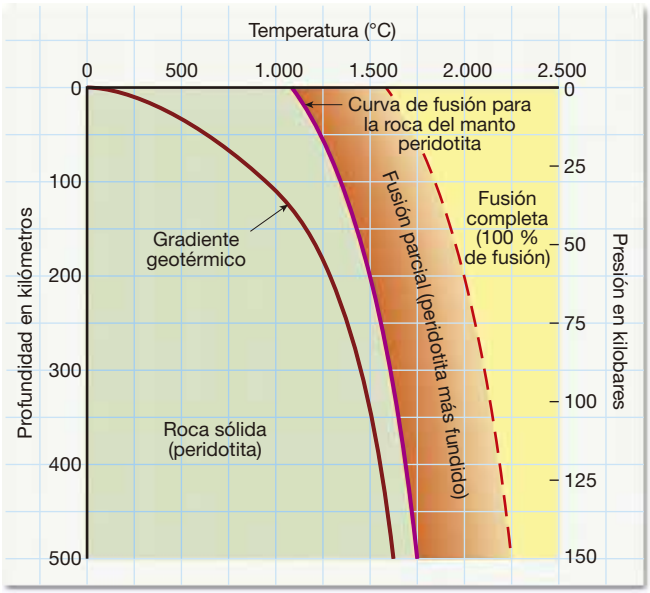


FIGURA 4.17. Diagrama esquemático que ilustra un gradiente geotérmico típico (aumento de la temperatura con la profundidad) para la corteza y el manto superior. También se ilustra una curva idealizada que muestra las temperaturas de punto de fusión para la roca del manto peridotita. Nótese que cuando se compara el gradiente geotérmico con la curva de punto de fusión para la peridotita, la temperatura a la que la peridotita se funde es superior al gradiente geotérmico en todas partes. Por tanto, bajo condiciones normales, el manto es sólido. Se requieren circunstancias especiales para generar magma.

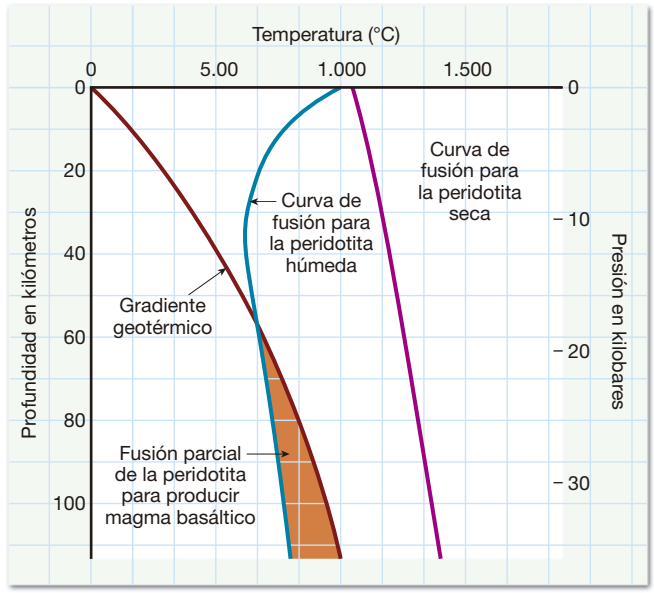


FIGURA 4.18. Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que la peridotita seca se funde a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura a la que empieza a fundirse la peridotita húmeda disminuye con la profundidad.

Disminución de la presión: fusión por descompresión

Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una roca se funde o no, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por una fina capa exterior sólida. Esto, por supuesto, no es así. La razón es que la presión también aumenta con la profundidad.

La fusión, que se acompaña de un aumento de volumen, *se produce a temperaturas más altas en profundidad* debido a una mayor presión de confinamiento (Figura 4.18). Por consiguiente, un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas. A la inversa, la reducción de la presión de confinamiento reduce la temperatura de fusión de una roca. Cuando la presión de confinamiento disminuye lo suficiente, se dispara **la fusión por descompresión**.

La fusión por descompresión ocurre cuando la roca caliente y sólida del manto *asciende* como consecuencia de corrientes convectivas ascendentes, desplazándose así a zonas de menor presión. Este proceso es responsable de la generación de magmas a lo largo de los límites de placa divergentes (dorsales oceánicas) donde las placas se están separando (Figura 4.19). Debajo de la cresta de la dorsal, la roca caliente del manto asciende y se funde sustituyendo al material que se desplaza horizontalmente desde el eje de la dorsal. También se produce fusión por descompresión en las plumas ascendentes del manto.

Adición de volátiles

Otro factor importante que afecta a la temperatura de fusión de las rocas es su contenido en agua. El agua y otras sustancias volátiles actúan al igual que la sal para fundir el hielo. Es decir, las sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferiores. Además, el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. Una roca «húmeda» enterrada tiene una temperatura de fusión mucho menor que una roca «seca» de la misma composición (Figura 4.18). Por consiguiente, además de la composición de una roca, su temperatura, la profundidad (presión de confinamiento) y su contenido acuoso determinan si estará en estado sólido o líquido.

Las sustancias volátiles desempeñan un papel importante en la generación de magmas en los límites de placa convergentes, donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 4.20). Conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de las rocas de la corteza que subduce. Estos fluidos, que son muy móviles, migran hacia el manto caliente que se encuentra justo por encima. La adición de agua disminuye la temperatura de fusión de

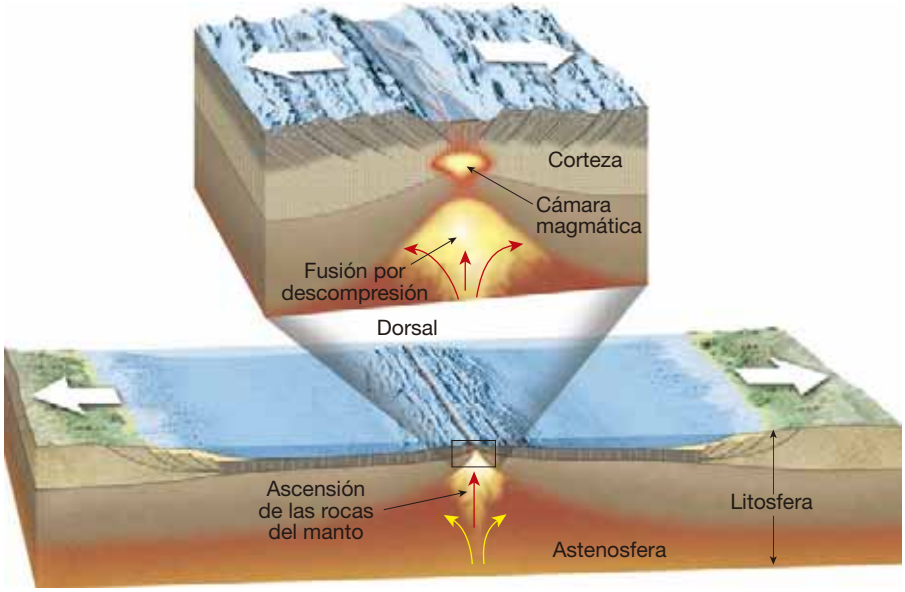


FIGURA 4.19. Conforme asciende roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede iniciar la *fusión por descompresión*, incluso sin calor adicional.

la peridotita lo suficiente como para generar algo de fusión. Los estudios de laboratorio han demostrado que la adición de tan solo un 0,1 por ciento de agua puede reducir en hasta 100 °C la temperatura a la que empieza a fundirse la peridotita.

La fusión de la peridotita genera magmas basálticos que tienen una temperatura de 1.200 °C o superior. Cuando se forma suficiente magma basáltico derivado del manto, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el magma basáltico puede «estancarse» debajo de las rocas de la corteza, que tienen una densidad menor y están ya muy cerca de su temperatura de fusión. Esto puede provocar algo de fusión de la corteza y la formación de magmas secundarios ricos en sílice.

En resumen, los magmas pueden generarse de tres formas: (1) cuando un *aumento de la temperatura* hace que una roca supere su punto de fusión; (2) en zonas de ascenso, una *disminución de la presión* (sin la adición de calor) puede causar *fusión por descompresión*, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede recudir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar magma.

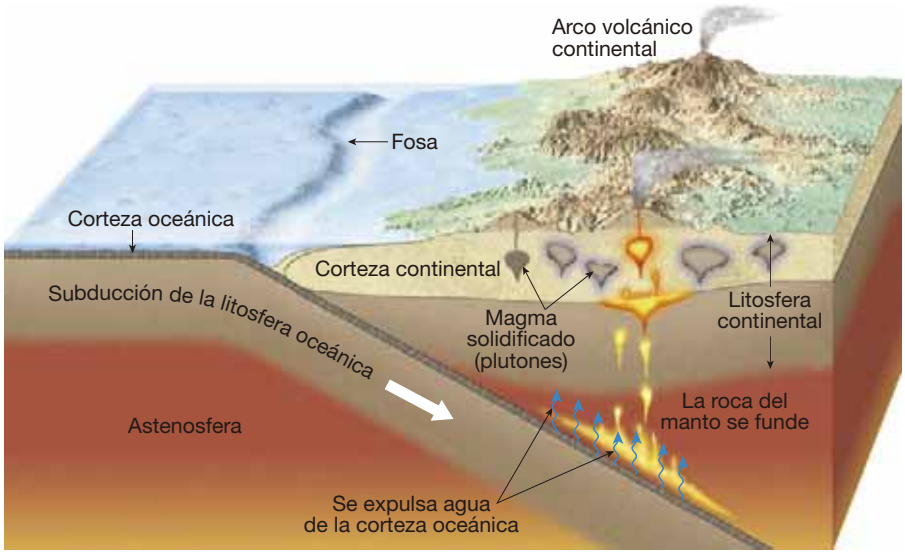


FIGURA 4.20. Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles son emitidos de las rocas de la corteza subducida en el manto superior. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto caliente lo bastante como para generar fusión.

EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que también debe existir una gran variedad de magmas. Sin embargo, los geólogos han observado que, con el tiempo, un volcán puede producir lavas que exhiben composiciones bastante diferentes. Este tipo de datos les llevaron a examinar la posibilidad de que el magma pudiera cambiar (evolucionar) y, por tanto, llegar a ser el origen de varias rocas ígneas. Para explorar esta idea N. L. Bowen llevó a cabo una investigación pionera sobre la cristalización de los magmas en el primer cuarto del siglo XX.

Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas

Recordemos que el hielo se congela a una única temperatura mientras que el magma cristaliza a lo largo de al menos 200 °C. En el laboratorio, el equipo de Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar de una manera sistemática, que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 4.21, el primer mineral que cristaliza es el mineral ferromagnesiano olivino. El enfriamiento adicional genera el feldespato plagioclasa rico en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente según el diagrama.

Durante el proceso de cristalización, la composición de la fracción líquida remanente del magma cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del magma ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes principales de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos hará que el fundido se enriquezca en sodio y potasio. Además, dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene solo sobre un 40 por ciento de sílice, deja el fundido restante más rico en SiO_2. Por tanto, el contenido en sílice del fundido se va enriqueciendo conforme evoluciona el magma.

Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y cambiarán de mineralogía como se muestra en la Figura 4.21. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como **serie de reacción de Bowen** (Recuadro 4.2). Como comentaremos más adelante, en la naturaleza los minerales formados en primer lugar pueden separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.

El diagrama de la serie de reacción de Bowen de la Figura 4.21 describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir de un magma de una composición basáltica en condiciones de laboratorio. Las pruebas

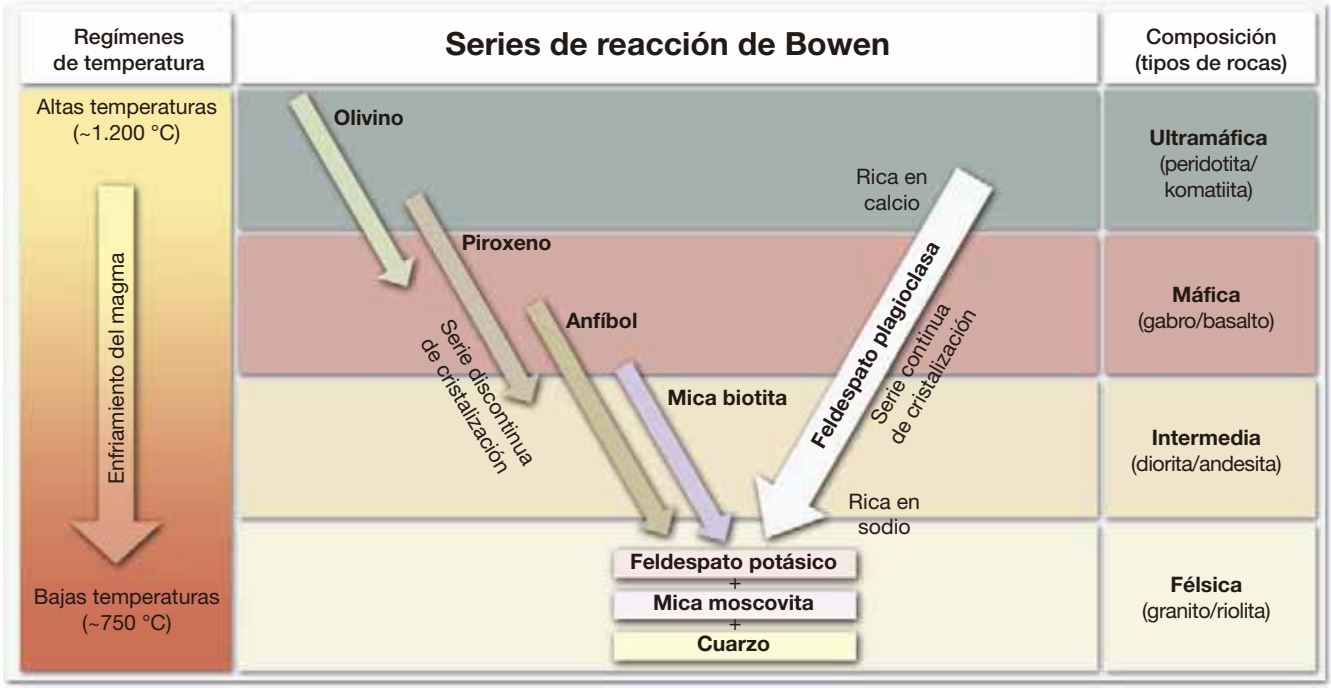


FIGURA 4.21. La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Figura 4.10. Obsérvese que cada grupo de rocas está formado por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.

de que este modelo de cristalización tan idealizado se aproxima a lo que puede ocurrir en la naturaleza proceden del análisis de las rocas ígneas. En particular, encontramos que los minerales que se forman bajo el mismo régimen de temperaturas en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las mismas rocas ígneas. Por ejemplo, obsérvese en la Figura 4.21 que los minerales cuarzo, feldespato potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, suelen encontrarse juntos como constituyentes principales de la roca ígnea plutónica *granito.*

Diferenciación magmática

Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir del magma de una manera sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o más etapas durante la cristalización del magma, puede producirse la separación de los componentes sólido y líquido de un magma. Otro mecanismo que permite que esto ocurra se denomina **sedimentación cristalina**. Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 4.22. (También puede producirse cristalización a lo largo de los márgenes fríos de un cuerpo magmático). Cuando el fundido restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización, si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una mineralogía muy diferente del magma inicial (Figura 4.19). La formación

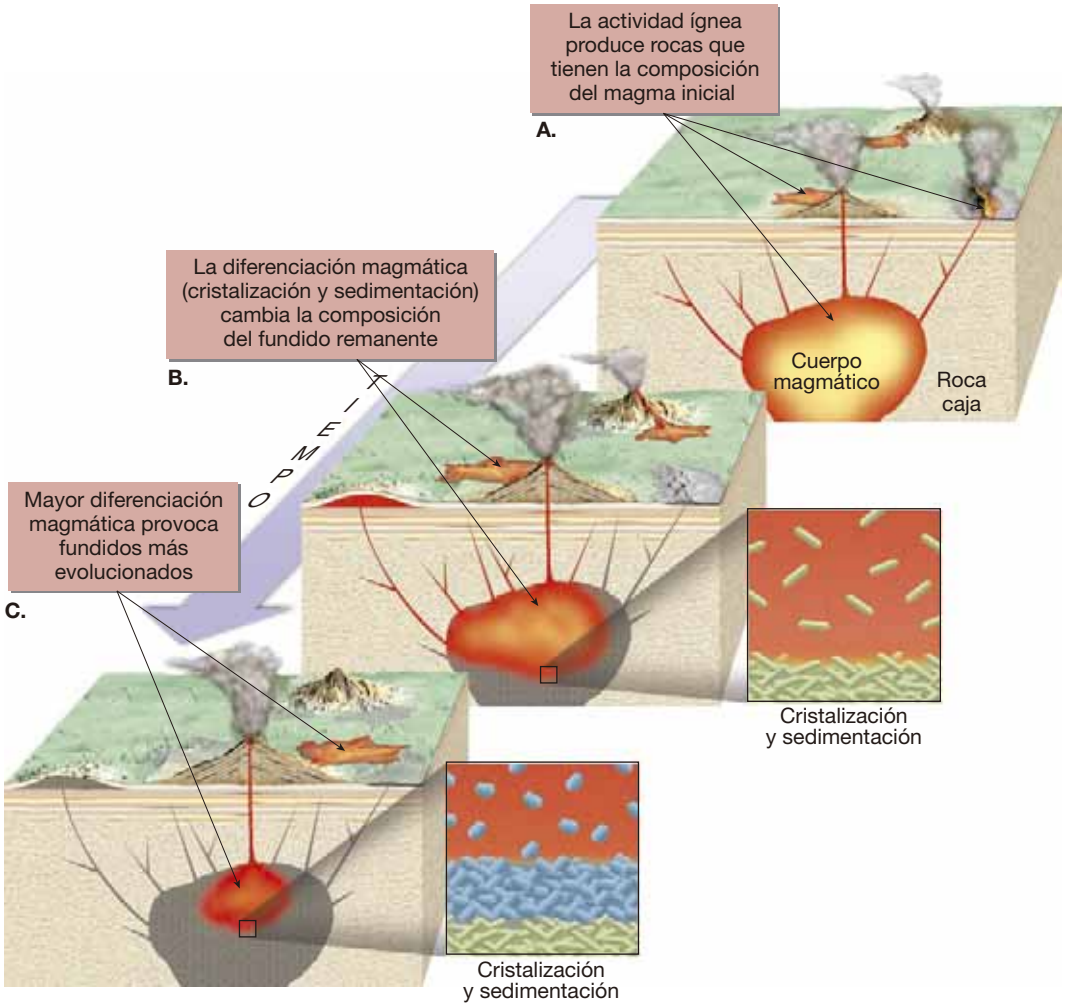


FIGURA 4.22. Ilustración de la evolución del magma conforme los minerales formados primero (los más ricos en hierro, magnesio y calcio) cristalizan y sedimentan en el fondo de la cámara magmática, dejando el fundido restante más rico en sodio, potasio y sílice (SiO_2). A. La localización de un cuerpo magmático y la actividad ígnea asociada genera rocas con una composición similar a la del magma inicial. B. A medida que el magma se enfría, la diferenciación magmática (cristalización y sedimentación) modifica la composición del fundido remanente y genera rocas con una composición bastante diferente de la del magma original. C. Una mayor diferenciación magmática tiene como consecuencia otro fundido más evolucionado con sus tipos de roca asociados.

de uno o más magmas secundarios a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática**.

Un ejemplo clásico de diferenciación magmática es el que se encuentra en el Sill de Palisades (EE.UU.), que es una masa tabular de 300 m de espesor de roca ígnea oscura, que aflora a lo largo del margen occidental del río Hudson en su curso inferior. Debido a su gran espesor y lenta velocidad de solidificación posterior, los cristales de olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25 por ciento de la parte inferior del sill Palisades. Por el contrario, cerca de la parte superior de este cuerpo ígneo, donde cristalizaron los remanentes del fundido, el olivino representa solo un 1 por ciento de la masa rocosa[2].

[2] Estudios recientes indican que este cuerpo ígneo se produjo por inyecciones múltiples de magma y representa algo más que un simple caso de sedimentación cristalina.

Una consecuencia de la diferenciación magnética de los magmas basálticos (máficos) es que tienden a generar fundidos félsicos, ricos en sílice, de baja densidad que pueden ascender hacia la parte superior de la cámara magmática. El resultado es un depósito de magma composicionalmente distribuido en zonas, con el fundido basáltico denso estratificado por debajo de un fundido menos denso rico en sílice. Las evidencias para la zonación composicional proceden de espesos depósitos de material piroclástico que muestran un cambio sistémico en composición, desde materiales muy evolucionados en la base hasta composiciones basálticas en la parte superior (Figura 4.23).

Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede

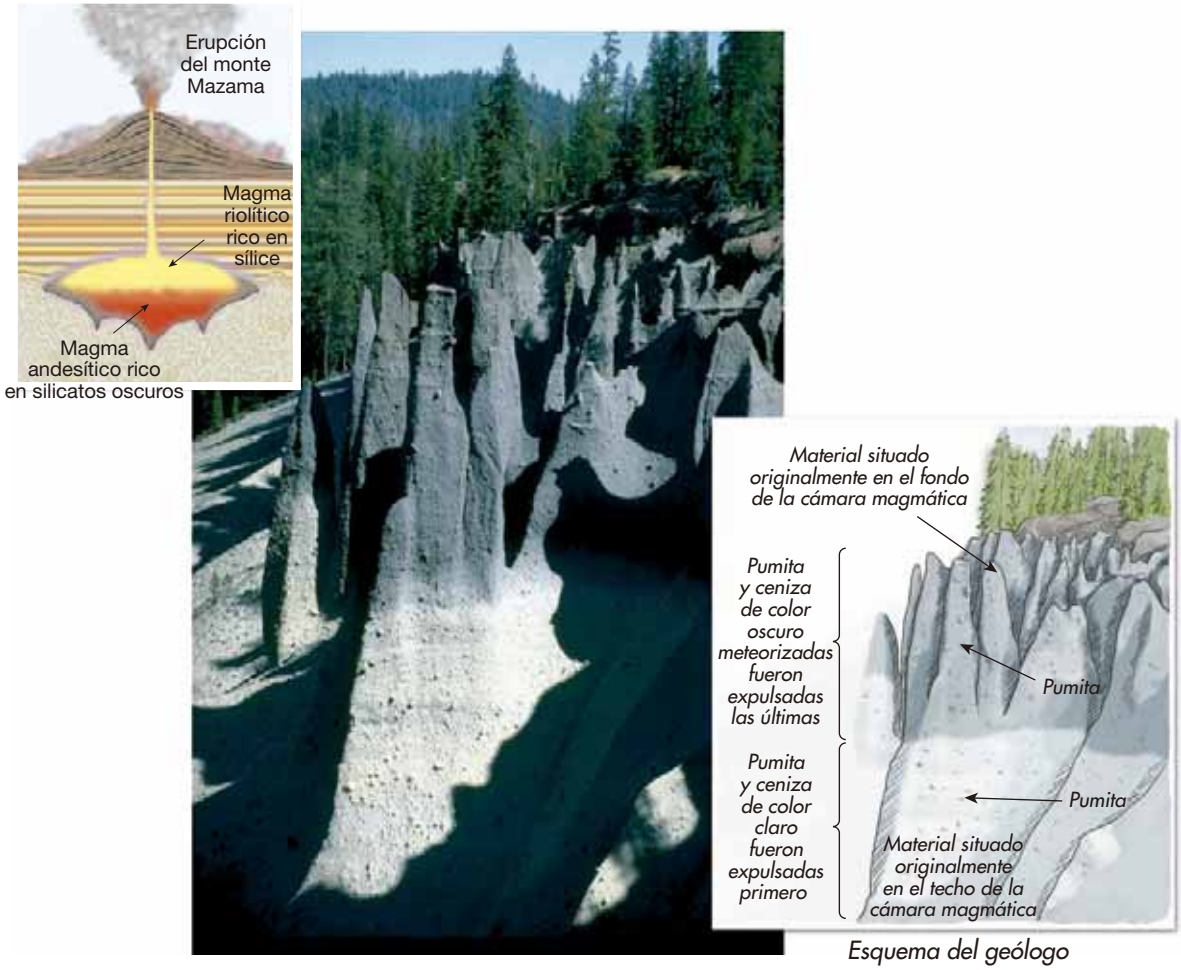


FIGURA 4.23. Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en sílice y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse conforme el magma rico en sílice y menos denso migraba hacia arriba en la cámara magmática. La zonación observada en las rocas se produjo porque una erupción continua expulsaba niveles cada vez más profundos de la cámara magmática. Por tanto, esta secuencia de rocas es una representación invertida de la zonación composicional en la cámara magmática; es decir, el magma de la parte superior de la cámara hizo erupción primero y se encuentra en la base de esos depósitos de ceniza y viceversa (Foto de E. J. Tarbuck).

generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Sin embargo, trabajos más recientes indican que la diferenciación magmática por sí sola no puede explicar el espectro composicional entero de las rocas ígneas.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar a través de la incorporación de material extraño. Por ejemplo, conforme el magma migra por la corteza, puede incorporar alguna de las rocas de sus alrededores, un proceso denominado **asimilación** (Figura 4.24A). En un ambiente próximo a la superficie donde las rocas son frágiles, conforme el magma empuja hacia arriba, produce numerosas grietas en la roca suprayacente. La fuerza del magma inyectado es a menudo suficiente para romper bloques de roca «extraña», que se funden y se incorporan en el cuerpo magmático.

Otro medio a través del cual puede alterarse la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas**. Este proceso se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro con una composición diferente (Figura 4.24C). Una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una masa cuya composición es una combinación de los dos. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso de dos cuerpos magmáticos químicamente distintos conforme la masa más flotante alcanza la masa que está ascendiendo con más lentitud.

En resumen, Bowen demostró satisfactoriamente que, mediante la diferenciación magmática, un único magma original puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Este proceso, de acuerdo con la mezcla de magmas y la asimilación magmática, explica en parte la gran diversidad de magmas y rocas ígneas. A continuación, consideraremos otro proceso importante, la fusión parcial, que es también responsable de la generación de magmas con composiciones variadas.

FUSIÓN PARCIAL Y COMPOSICIÓN DE LOS MAGMAS

Recordemos que la cristalización de un magma sucede en un intervalo de temperaturas de al menos 200 ºC. Como cabe esperar, la fusión, el proceso inverso, abarca un intervalo de temperaturas similar. A medida que la roca empieza a fundirse, los minerales con las temperaturas de fusión más bajas son los primeros que se funden. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más elevados empiezan a fundirse y la composición magmática se aproxima a un ritmo constante a la composición general de la roca a partir de la cual derivó. Sin embargo, es mucho más frecuente que la fusión no sea completa. La fusión incompleta de las rocas se conoce como **fusión parcial**, un proceso que produce la mayor parte de los magmas.

Recordemos, a partir de la serie de reacción de Bowen, que las rocas con una composición granítica están compuestas de minerales con las temperaturas de fusión (cristalización) más bajas: concretamente el cuarzo y el feldespato potásico (Figura 4.21). Nótese también que, a medida que ascendemos por la serie de

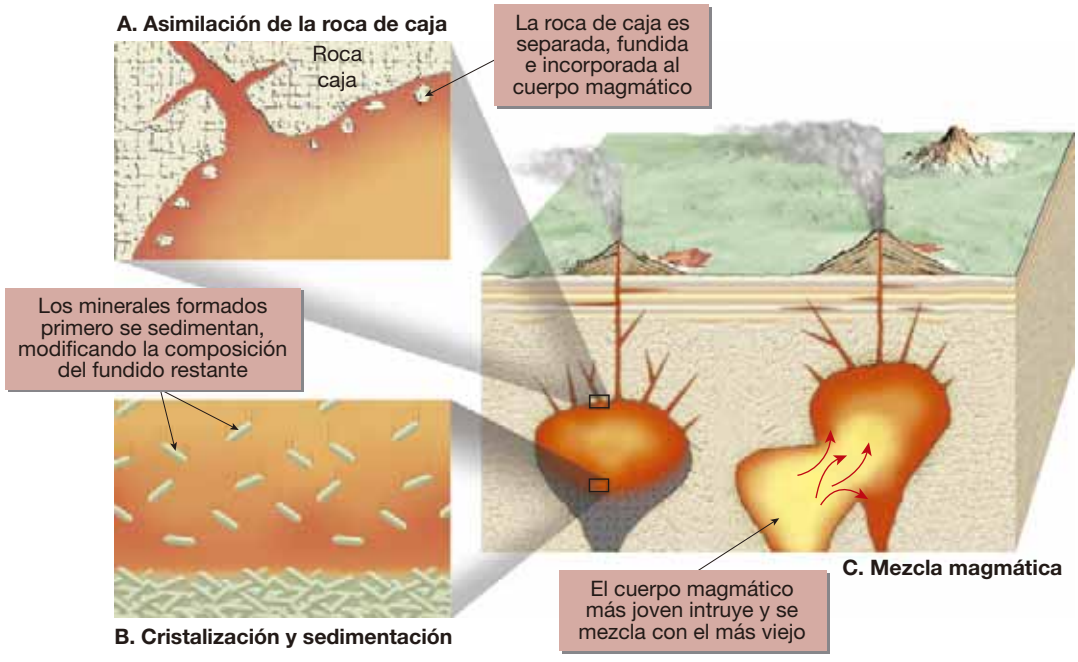


FIGURA 4.24. Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: A. Asimilación de la roca de caja; B. Cristalización y sedimentación cristalina (diferenciación magmática); y C. Mezcla magmática.

reacción de Bowen, los minerales tienen temperaturas de fusión progresivamente más elevadas y que el olivino, que se encuentra arriba, tiene el punto de fusión más alto. Cuando una roca experimenta fusión parcial, formará un fundido enriquecido en iones procedentes de minerales con las temperaturas de fusión más bajas. Los cristales no fundidos corresponden a los minerales con temperaturas de fusión más elevadas (más refractarias). La separación de estas dos fracciones produciría un fundido con una composición química enriquecida en sílice y más próxima al extremo granítico (félsico) que la roca de la que derivó.

Formación de magmas basálticos

La mayoría de los magmas que hacen erupción en la superficie de la Tierra son magmas basálticos y tienen una temperatura de 1.100-1.200 ºC. Dado que las rocas de la corteza inferior tienen temperaturas de 700 ºC o inferiores, los magmas basálticos probablemente se originan en el ambiente de elevada temperatura que se encuentra en el manto. Las evidencias del origen del manto son las inclusiones de la roca *peridotita,* que los magmas basálticos a menudo transportan desde el manto. Los experimentos demuestran que bajo las condiciones de alta presión calculadas para el manto superior, la fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita producirá un magma de composición basáltica (Figura 4.25). Se cree que la mayoría de los magmas basálticos se origina por fusión parcial de las rocas del manto, pero otra fuente de rocas puede ser la corteza oceánica cargada de sedimentos que se recicla de vuelta al manto en las zonas de subducción.

Los magmas basálticos que se originan por la fusión directa de las rocas del manto se denominan magmas *primarios* o *primitivos* porque todavía no han evolucionado. La fusión parcial necesaria para producir estos magmas derivados del manto puede estar provocada por una reducción de la presión de confinamiento (fusión por descompresión). Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento lento en las dorsales centro oceánicas (Figura 4.19). Los magmas basálticos se generan también en zonas de subducción, donde el agua procedente de la capa descendente de la corteza oceánica provoca la fusión parcial de las rocas del manto situadas encima (Figura 4.20).

Formación de magmas andesíticos y graníticos

Si la fusión parcial de las rocas del manto genera la mayoría de los magmas basálticos, ¿cuál es el origen del magma que cristaliza para formar rocas andesíticas

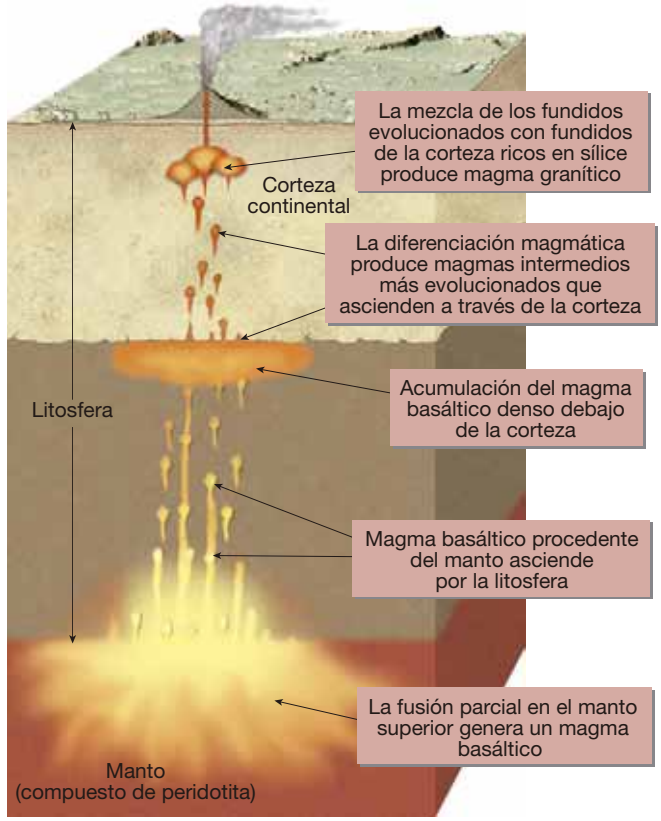


FIGURA 4.25. Esquema que muestra el movimiento del magma desde su fuente en el manto superior a través de la corteza continental. Durante su ascenso, el magma basáltico procedente del manto evoluciona a través del proceso de la diferenciación magmática y mediante fusión e incorporación de corteza continental. Los magmas que alimentan los volcanes en un ambiente continental tienden a ser ricos en sílice (viscosos) y a tener un mayor contenido gaseoso.

(intermedias) y graníticas (félsicas)? Recordemos que los magmas intermedios y félsicos rara vez son expulsados por los volcanes de las cuencas oceánicas profundas; antes bien, se encuentran principalmente en los márgenes continentales, o adyacentes a ellos (Figura 4.26). Esta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más ricos en sílice de la corteza terrestre intervienen en la generación de esos magmas mucho más evolucionados.

Algunos magmas andesíticos se generan cuando magmas basálticos relativamente densos, procedentes del manto se embolsan debajo de las rocas de la corteza ricas en sílice (Figura 4.25). A medida que cristaliza lentamente el magma basáltico, el fundido restante evoluciona mediante el proceso de diferenciación magmática. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que, conforme se solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos, pobres en sílice, los que cristalizan primero. Si estos componentes ricos en hierro se separan del líquido por sedimentación cristalina, el fundido restante, ahora

ENTENDER LA TIERRA

Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen

RECUADRO 4.2

Basándose en experimentos realizados con alta presión y alta temperatura, así como en estudios microscópicos de las rocas ígneas, Norman Bowen desarrolló la serie de reacción que lleva su nombre (Figura 4.B). Aunque muy idealizada, la serie de reacción de Bowen nos proporciona una representación visual del orden en el que los minerales cristalizan a partir de un magma de composición media (*véase* Figura 4.21). Este modelo supone que el magma se enfría lentamente en profundidad en un ambiente por lo demás inalterable. Nótese que la serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie discontinua y una serie continua. En la serie discontinua, cada mineral tiene una estructura cristalina diferente, mientras que, en la serie continua, todos los minerales tienen la misma estructura interna.

Serie de reacción discontinua

La rama superior izquierda de la serie de reacción de Bowen, denominada la *serie de reacción discontinua,* indica que, conforme un magma se enfría, el primer mineral que cristaliza es el olivino. Una vez formado, el olivino reaccionará químicamente con el fundido restante para formar piroxeno (*véase* Figura 4.21). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice-oxígeno aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena sencilla características de los piroxenos. (Nota: los piroxenos tienen una temperatura de cristalización más baja que el olivino y son más estables a temperaturas bajas.) A medida que se va enfriando el cuerpo magmático, los cristales de piroxeno reaccionan con el fundido para generar estructuras de cadena doble típicas de los anfíboles, que, a su vez, reaccionan con el fundido para formar el silicato laminar biotita. Estas reacciones no suelen transcurrir hasta completarse, de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de esos minerales en cualquier momento dado. Además, es posible que no se formen nunca algunos minerales, como la biotita.

Esta rama de la serie de reacción de Bowen se denomina *serie de reacción discontinua* porque en cada etapa se forma un silicato con distinta estructura. El olivino, el primer mineral de la secuencia en formarse, está compuesto por tetraedros aislados, mientras que el piroxeno está compuesto por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares.

FIGURA 4.B. Norman Levi Bowen (1887-1956), un geólogo canadiense, estudiando las rocas ígneas con un microscopio de polarización. Bowen pasó la mayor parte de su vida profesional en el Laboratorio de Geofísica de la Institución Carnegie en Washington, DC, donde era considerado el mayor experto en rocas ígneas (Foto por cortesía del Laboratorio de Geofísica de la Institución Carnegie de Washington).

Serie de reacción continua

La rama derecha de la serie de reacción, denominada la *serie de reacción continua,* muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos (*véase* Figura 4.21). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina.

Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. (Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables.) Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice, se formará el cuarzo.

Prueba de la serie de reacción de Bowen

Durante una erupción del volcán hawaiano Kilauea en 1965, se vertió lava basáltica en el orificio de un cráter, formando un lago de lava que se convirtió en un laboratorio natural para probar la serie de reacción de Bowen. Cuando la superficie del lago de lava se enfrió lo bastante como para formar una corteza, los geólogos perforaron hacia el magma y extrajeron con periodicidad muestras que se aislaron para conservar el fundido y los minerales que crecían en su interior. Mediante el muestreo de la lava en los estadios sucesivos del enfriamiento, se registró una historia de la cristalización.

Como la serie de reacción predice, el olivino cristalizó primero. Las muestras extraídas más tarde confirmaron que algunos de los cristales de olivino reaccionaban con el fundido y se convertían en piroxeno. Además, el fundido restante cambió de composición a medida que iba cristalizando cada vez más lava, que contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), el fundido final contenía más del 75 por ciento de sílice y tenía una composición más similar al granito.

Aunque la lava en este ambiente se enfriaba rápidamente en comparación con las velocidades observadas en las cámaras magmáticas profundas, lo hacía con suficiente lentitud como para verificar que los minerales cristalizan de una manera sistemática que más o menos va paralela a la serie de reacción de Bowen. Además, si el fundido se hubiera separado en cualquier estadio en el proceso de enfriamiento, habría formado una roca con una composición muy diferente de la lava original.

enriquecido en sílice, tendrá una composición más parecida a la andesita. Estos magmas evolucionados (cambiados) se denominan *magmas secundarios.*

Como los magmas de composición andesítica, los magmas graníticos pueden evolucionar mediante diferenciación magmática de los basaltos procedentes del manto. Sin embargo, solo pequeñas cantidades de rocas graníticas se forman mediante este mecanismo. El magma granítico se genera cuando el magma andesítico migra hacia la corteza, fundiendo las rocas ricas en sílice a través de las que ascienden (Figura 4.25). Se cree que este proceso complejo, que implica la mezcla de fundidos evolucionados con fundidos ricos en sílice procedentes de la corteza, genera rocas graníticas que constituyen un gran porcentaje de la corteza continental superior.

Los fundidos graníticos y andesíticos tienen un contenido más elevado de sílice y son por tanto más viscosos que los magmas basálticos. Por consiguiente, al contrario que los magmas basálticos que producen a menudo enormes flujos de lava, los magmas graníticos y andesíticos suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie y tienden a producir grandes estructuras ígneas intrusivas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, se producen coladas de lava viscosa y erupciones piroclásticas explosivas, como las del monte Santa Elena (Figura 4.26).

En resumen, la serie de reacción de Bowen es una guía simplificada para comprender cómo la fusión parcial produce rocas de varias composiciones. A medida que se funden las rocas, los minerales con las menores temperaturas de fusión se funden primero. Como consecuencia, la fusión parcial produce magmas enriquecidos en componentes de temperatura de fusión baja y más ricos en sílice que la roca madre. La fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita produce un magma de composición basáltica (máfica), mientras que la fusión parcial de la roca basáltica máfica generará un magma de composición intermedia (andesítica). Los magmas graníticos (félsicos) evolucionan a partir de los magmas basálticos y la fusión y asimilación de las rocas de la corteza ricas en sílice.

ACTIVIDAD ÍGNEA INTRUSIVA

VOLCANOES
▸ Intrusive igneous Activity

Las erupciones volcánicas pueden ser acontecimientos violentos y espectaculares de la naturaleza, pero la mayoría de los magmas está situado y cristaliza en profundidad, sin espectacularidad. Por consiguiente, la comprensión de los procesos ígneos que se producen en el subsuelo profundo es tan importante para los geólogos como el estudio de los fenómenos volcánicos.

Cuando el magma asciende a través de la corteza, desplaza con fuerza rocas preexistentes de la misma, que se conocen como *roca de caja*. Invariablemente algo del magma no alcanzará la superficie sino que, en cambio, cristalizará o «se congelará» en profundidad donde se convertirá en una roca ígnea intrusiva. Mucho de lo que sabemos sobre la actividad ígnea intrusiva procede del estudio de antiguos cuerpos magmáticos, ahora sólidos, exhumados por erosión.

FIGURA 4.26. Erupción del monte Ruapehu, Toingairo National Park, Nueva Zelanda, en 1996. Los volcanes que bordean el Océano Pacífico están alimentados en su mayor parte por magmas de composiciones intermedias y félsicas. Esos magmas ricos en sílice a menudo tienen erupciones explosivas que generan grandes nubes de polvo y cenizas volcánicas (Foto de ImageState/Alamy).

Naturaleza de los cuerpos intrusivos

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del magma en rocas preexistentes se denominan **intrusiones** o **plutones**. Dado que todas las inclusiones se forman fuera de la vista, debajo de la superficie terrestre, solo pueden estudiarse después de ascender y de que la erosión los haya dejado expuestos. El reto reside en reconstruir los acontecimientos que generaron esas estructuras hace millones o incluso centenares de millones de años.

Se sabe que las intrusiones aparecen en una gran variedad de tamaños y formas. Algunos de los tipos más comunes se ilustran en la Figura 4.27. Obsérvese que algunas de esas estructuras tienen una forma tabular, mientras

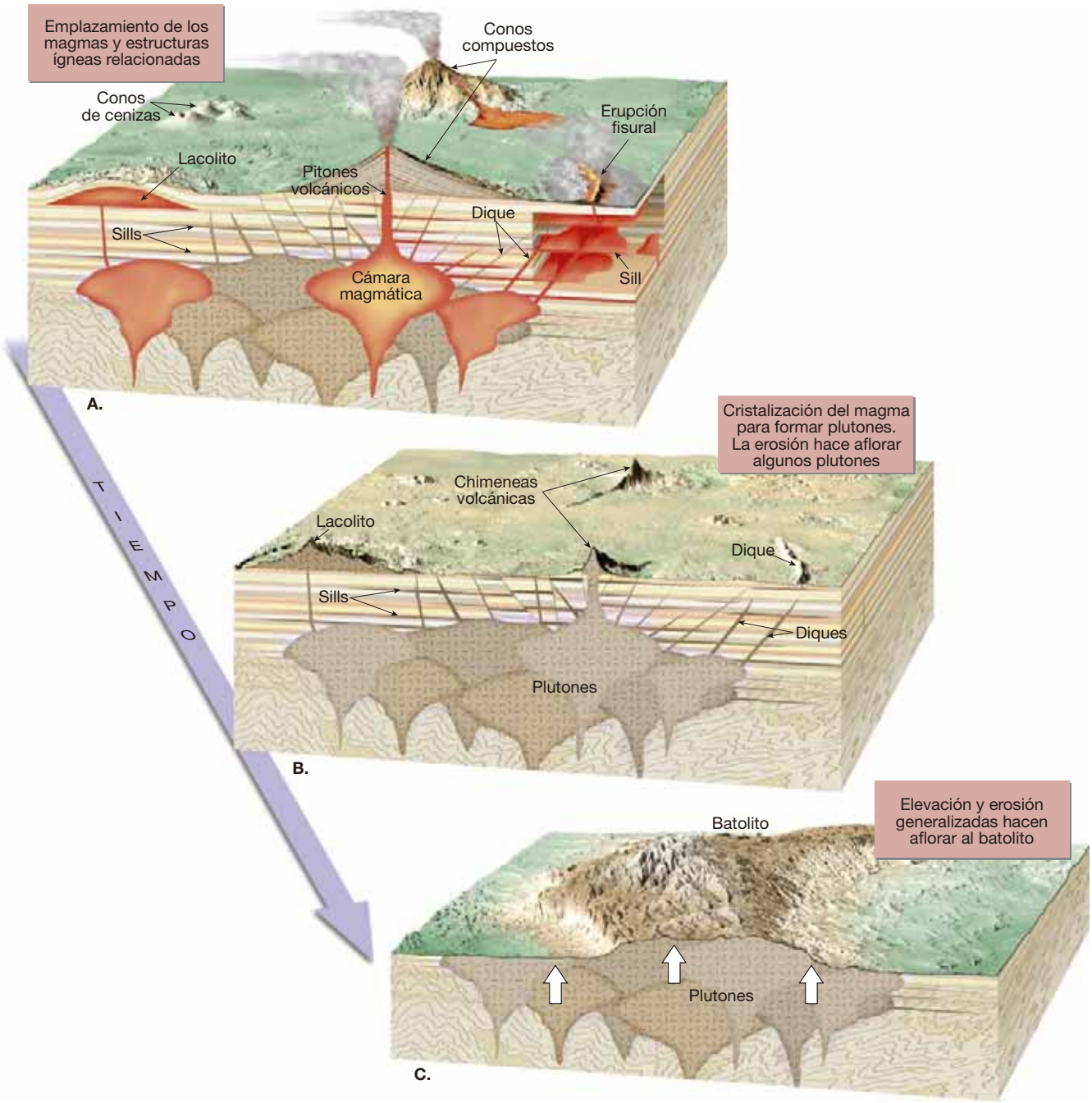


FIGURA 4.27. Ilustraciones que muestran las estructuras ígneas básicas. A. Este corte muestra la relación entre el vulcanismo y la actividad ígnea intrusiva. B. Esta vista ilustra las estructuras ígneas intrusivas básicas, algunas de las cuales han aflorado debido a la erosión mucho tiempo después de su formación. C. Después de millones de años de elevación y erosión aflora en la superficie un batolito.

que otras se describen mejor como masivos. Obsérvese también que algunos de estos cuerpos atraviesan estructuras existentes, como estratos de roca sedimentaria; mientras que otros se forman cuando se inyecta el magma entre las capas sedimentarias. Debido a estas diferencias, los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican generalmente según su forma como **tabulares** (*tabula* = mesa) o **masivos** y por su orientación con respecto a la roca caja. Se dice que los cuerpos ígneos son **discordantes** (*discordare* = no concordar) si atraviesan estructuras existentes y **concordantes** (*concordare* = concordar) si se forman en paralelo a estructuras como los estratos sedimentarios.

Cuerpos intrusivos tabulares: diques y sills

Los cuerpos intrusivos tabulares se producen cuando los magmas son inyectados a la fuerza en una fractura o zona de debilidad, como una superficie de estratificación (Figura 4.27). Los **diques** son cuerpos discordantes que atraviesan las superficies de estratificación u otras estructuras en la roca caja. Por el contario, los **sills** son cuerpos concordantes casi horizontales que se forman cuando el magma aprovecha las debilidades entre capas sedimentarias, u otras formaciones (Figura 4.28). En general, los diques son conductos tabulares que transportan el magma, mientras que los sills almacenan el magma.

Los diques y los sills suelen ser estructuras someras, que se forman allí donde las rocas de caja son lo suficientemente frágiles como para fracturarse. Su espesor puede oscilar entre menos de un milímetro y más de un kilómetro, pero la mayoría se encuentra en el intervalo de 1 a 20 m.

FIGURA 4.28. Cañón del río Salt, Arizona. La banda oscura y esencialmente horizontal es un sill de composición basáltica que intruyó en las capas horizontales de roca sedimentaria (Foto de E. J. Tarbuck).

Los diques y los sills pueden aparecer como estructuras solitarias, pero, sobre todo los diques, tienden a formar grupos aproximadamente paralelos denominados *enjambres de diques.* Estas estructuras múltiples reflejan la tendencia de las fracturas a formarse en lugares donde las fuerzas tensionales estiran la roca caja quebradiza. Los diques también pueden formarse a partir de un cuello volcánico erosionado, como los radios de una rueda. En esas situaciones, el ascenso activo del magma generó fisuras en el cono volcánico del cual fluyó la lava.

Los diques suelen meteorizarse más lentamente que las rocas circundantes. Cuando afloran como consecuencia de la erosión, los diques tienen el aspecto de una pared, como se muestra en la Figura 4.29

Debido a que los diques y sills son relativamente uniformes en espesor y a que pueden extenderse durante muchos kilómetros, se supone que son producto de magmas muy fluidos y, por consiguiente, móviles. Uno de los sills mayores y más estudiado de Estados

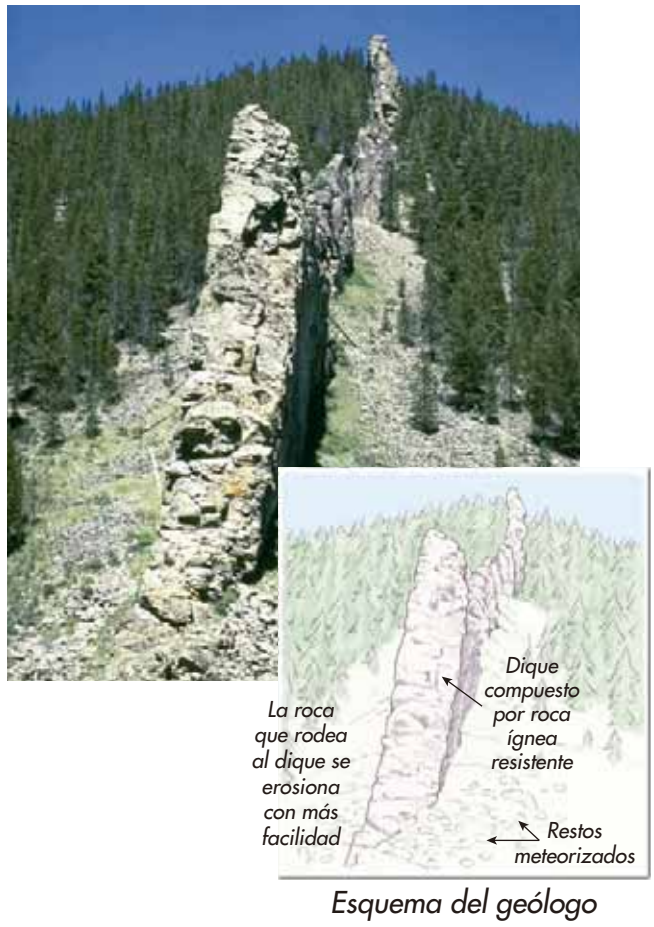


FIGURA 4.29. La estructura vertical que parece una pared de piedra es un dique, que es más resistente a la meteorización que la roca circundante. Este dique se encuentra al oeste de Granby, Colorado, cerca del Arapaho National Forest (Foto de R. Jay Fleisher).

Unidos es el sill de Palisades que aflora a lo largo de 80 km en el margen occidental del río Hudson, en el sureste de Nueva York y el noreste de Nueva Jersey; este sill tiene un espesor de unos 300 m. Dada su resistencia a la erosión, el sill de Palisades constituye un imponente resalte que puede verse con facilidad desde el lado opuesto del Hudson.

En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a las coladas de lava enterradas. Las dos son tabulares y pueden tener una amplia extensión aérea y ambas pueden exhibir disyunción columnar (Figura 4.30). Las **diaclasas columnares** se forman conforme las rocas ígneas se enfrían y desarrollan fracturas de contracción que producen columnas alargadas parecidas a pilares. Además, dado que los sills se forman en general en ambientes próximos a la superficie y pueden tener solo unos pocos metros de espesor, el magma emplazado se enfría a menudo con la suficiente rapidez como para generar una textura de grano fino. (Recordemos que la mayoría de los cuerpos ígneos intrusivos tienen una textura de grano grueso).

Cuerpos intrusivos masivos: batolitos y stocks

Con mucho, los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los **batolitos** (*bathos* = profundidad; *lithos* = piedra). Los batolitos aparecen como gigantes estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de longitud y hasta 100 km de anchura (Figura 4.31). El batolito de Sierra Nevada de EE.UU., por ejemplo, es una estructura granítica que constituye mucho de la Sierra Nevada de California. Un batolito todavía mayor se extiende a lo largo de 1.800 km a lo largo de las Montañas Costeras del occidente canadiense, y en el sur de Alaska. Los batolitos pueden cubrir una zona grande, pero estudios gravitacionales recientes indican que la mayoría son inferiores a 10 km de espesor. Algunos son incluso más finos. El batolito costero de Perú, por ejemplo, es en esencia una lámina plana que tiene un espesor medio de solo 2-3 km.

Los batolitos están constituidos casi siempre por tipos de rocas félsicas e intermedias y se les suele denominar «batolitos de granito». Los grandes batolitos consisten en centenares de plutones agolpados íntimamente o interconectados unos contra otros. Estas masas bulbosas se emplazaron a lo largo de un periodo de millones de años. La actividad intrusiva que creó el batolito de Sierra Nevada, por ejemplo, se produjo casi continuamente durante un periodo de 130 millones de años, que finalizó hace unos 80 millones de años (Figura 4.31).

Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una exposición superficial superior a 100 km cuadrados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks**. Sin embargo, muchos stocks parecen ser porciones de cuerpos intrusivos más grandes que se llamarían batolitos si estuvieran completamente expuestos.

Emplazamiento de los batolitos

¿Cómo llegaron los masivos batolitos graníticos a residir en el interior de rocas sedimentarias y metamórficas que están solo moderadamente deformadas? ¿Qué

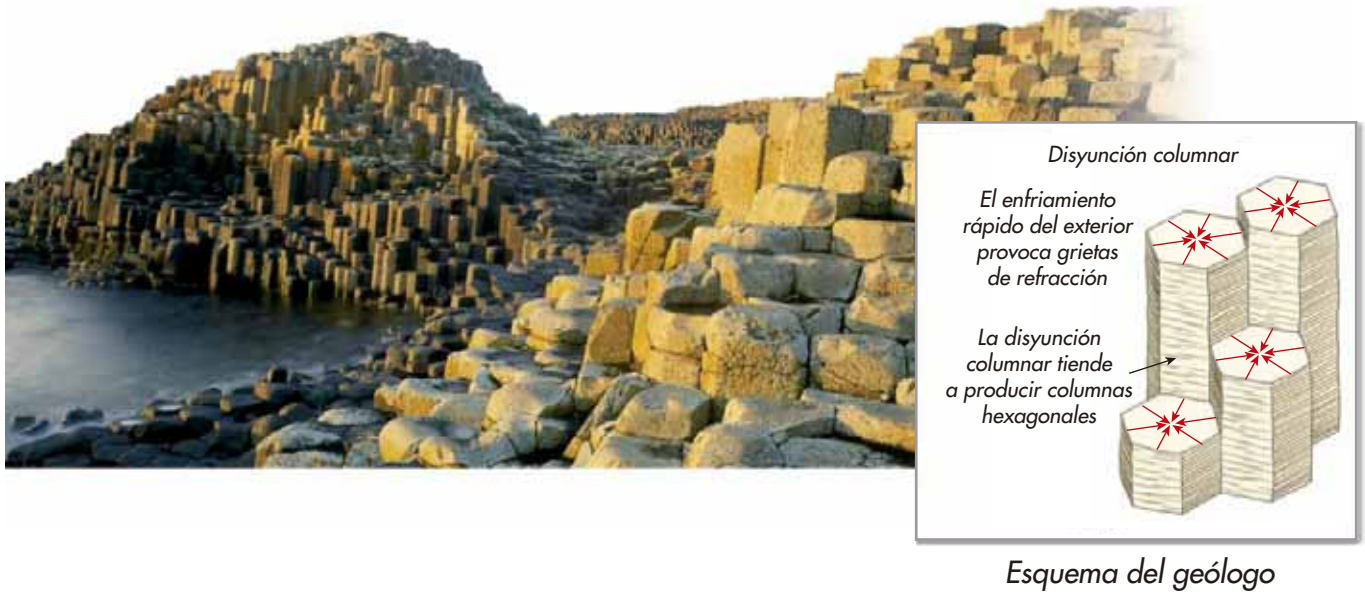


FIGURA 4.30. Disyunción columnar en basaltos, parque nacional de La Calzada de los Gigantes, Irlanda del Norte. Estas columnas pentagonales a heptagonales se producen por la contracción y fractura resultantes del enfriamiento gradual de una colada de lava o de un sill (Foto de Tom Till).

FIGURA 4.31. Batolitos graníticos que aparecen a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Estos cuerpos alargados y gigantescos consisten en numerosos plutones que fueron emplazados durante los últimos 150 millones de años de la historia de la Tierra.

les sucedió a las rocas que fueron desplazadas por estas enormes masas ígneas (lo que los geólogos denominan el «problema del sitio»? ¿Cómo se abrieron paso los cuerpos magmáticos a través de varios kilómetros de roca sólida? Los geólogos siguen estudiando y debatiendo estas cuestiones todavía.

Sabemos que el magma asciende porque es menos denso que la roca que lo rodea, de una manera muy parecida a como un corcho puesto en la parte inferior de un recipiente con agua se elevará cuando sea liberado. En el manto superior y la corteza inferior, donde las temperaturas y las presiones son elevadas, la roca es muy dúctil (capaz de fluir). En este ambiente, se supone que los cuerpos de magma flotante ascienden en forma de *diapiros*, masas en forma de lágrimas invertidas con cabezas redondas y colas alargadas. Sin embargo, en la corteza superior, grandes estructuras en forma de dique pueden proporcionar conductos para la ascensión del magma.

Dependiendo del ambiente tectónico, se han propuesto diversos mecanismos para resolver el «problema del espacio». A grandes profundidades, donde la roca es dúctil, una masa de magma flotante ascendente puede abrirse espacio a la fuerza apartando la roca suprayacente, un proceso denominado *shouldering*. A medida que el magma sigue ascendiendo, parte de la roca caja que fue desplazada llenará el espacio que el cuerpo magmático va dejando a medida que pasa[3].

Conforme un cuerpo magmático se aproxima a la superficie, encuentra rocas relativamente frías y quebradizas que no son fáciles de empujar. El ulterior movimiento ascendente se lleva a cabo por un proceso denominado *arranque* (*stoping*), en el cual los bloques del techo situado encima de una masa caliente ascendente se separan y se hunden en el magma. Las pruebas que respaldan este proceso se encuentran en plutones que contienen bloques suspendidos de roca de caja denominados **xenolitos** (*xenos* = extraño; *lithos* = piedra).

El magma puede también *fundir* y *asimilar* algo de la roca de caja suprayacente. Sin embargo, este proceso está muy limitado por la energía térmica disponible contenida en el cuerpo magmático. Cuando los plutones están emplazados cerca de la superficie, el problema del espacio puede resolverse mediante «elevación del techo» situado por encima del cuerpo intrusivo.

Lacolitos

Un estudio realizado en el siglo XIX por G.K. Gilbert de la U.S. Geological Survey en las Montaña Henry de Utah produjo la primera evidencia clara de que las intrusiones ígneas pueden elevar los estratos sedimentarios en los que penetran. Gilbert denominó **lacolitos** a estas intrusiones ígneas que había observado, que imaginó como rocas ígneas inyectadas a la fuerza entre los estratos sedimentarios, de forma que arquearon los estratos superiores, dejando relativamente planos los inferiores. Ahora se sabe que los cinco picos principales de las Montañas Henry no son lacolitos, sino stocks. Sin embargo, estos cuerpos magmáticos centrales son el material fuente para las ramificaciones que son verdaderos lacolitos, como Gilbert los definió (Figura 4.32).

Desde entonces se han identificado otros numerosos lacolitos graníticos en Utah. El mayor es una parte de las Pine Valley Mountains localizadas al norte de St. George, Utah. Otros se encuentran en las montañas La Sal cerca de Arches National Park y en la montaña Abajo directamente al sur.

[3] Se produce una situación análoga cuando se almacena una lata de pintura con óleo. La fase oleosa de la pintura es menos densa que los pigmentos utilizados para la coloración; por tanto, el aceite se reúne en gotas que migran lentamente hacia arriba mientras que los pigmentos más pesados se sedimentan en el fondo.

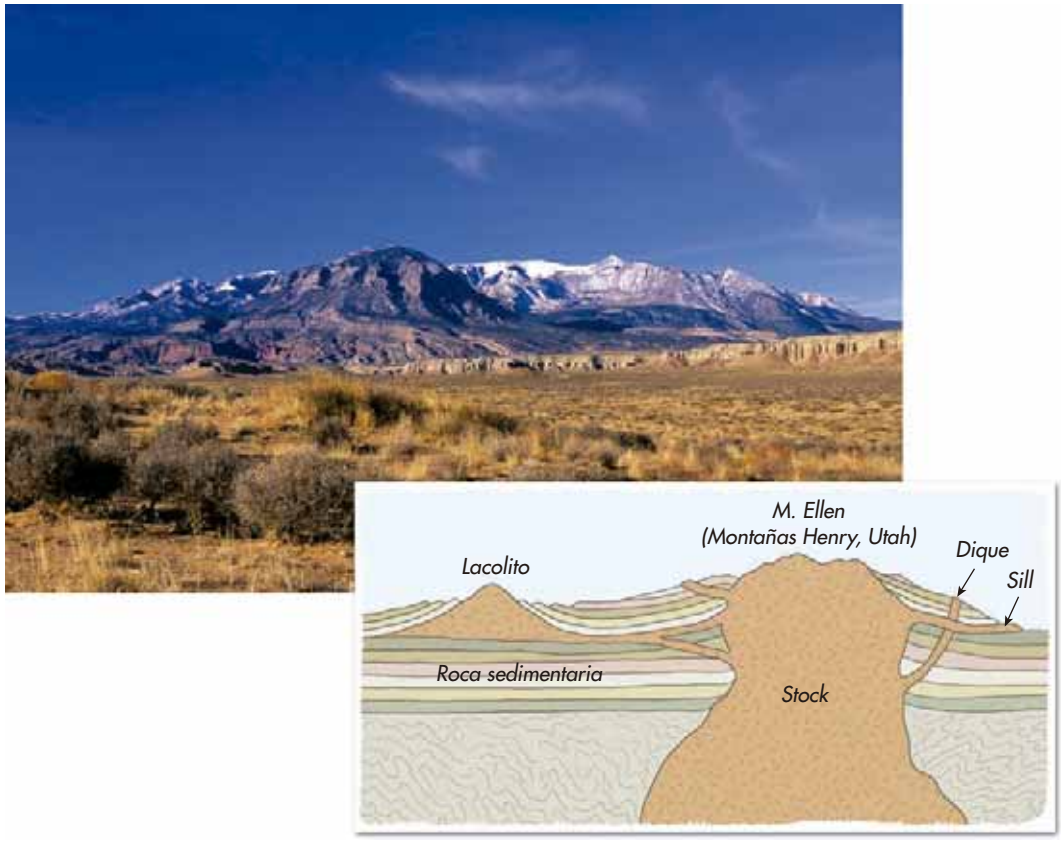


FIGURA 4.32. Monte Ellen, el más septentrional de los cincos picos que componen las Montañas Henry de Utah. Las principales intrusiones de la Montañas Henry son stocks, pero se ramifican de esas estructuras numerosos lacolitos (Foto de Michael DeFreitas North America/Alamy).

CAPÍTULO 4 Magma, rocas ígneas y actividad intrusiva en revisión

RESUMEN

- Las *rocas ígneas* se forman cuando el *magma se enfría* y se solidifica. Las rocas ígneas *extrusivas* o *volcánicas* se forman cuando la *lava* se enfría sobre la superficie. El magma que se solidifica en zonas profundas produce rocas ígneas *intrusivas* o *plutónicas.*
- Conforme el magma se enfría los iones que lo componen se disponen según modelos ordenados durante un proceso denominado *cristalización.* El enfriamiento lento se traduce en la formación de cristales relativamente grandes. A la inversa, cuando el enfriamiento se produce rápidamente, el resultado es una masa sólida que consiste en diminutos cristales intercrecidos. Cuando el material fundido se enfría instantáneamente, se forma una masa de átomos desordenados a los que se conoce como *vidrio*.
- La composición mineral de una roca ígnea es consecuencia de la composición química del magma inicial y del ambiente de cristalización. Las rocas ígneas se dividen en amplios grupos composicionales en función del porcentaje de silicatos oscuros y claros que contienen. Las *rocas félsicas* (por ejemplo, el granito y la riolita) están compuestos de los silicatos claros feldespato potásico y cuarzo. Las rocas de composición *intermedia* (por ejemplo, la andesita y la diorita) son ricas en plagioclasa y anfíbol. Las *rocas máficas* (por ejemplo, el basalto y el gabro) contienen abundante olivino, piroxeno y plagioclasas ricas en calcio. Tienen elevado contenido en hierro, magnesio y calcio, y bajo en silicio, y son de color gris oscuro a negro.

- La textura de una roca ígnea se refiere al aspecto general de la roca basado en el tamaño, la forma y la disposición de los granos minerales. El factor más importante que influye en la textura de las rocas ígneas es la velocidad de enfriamiento del magma. Las texturas comunes de las rocas ígneas son *afanítica (de grano fino),* con granos demasiado pequeños para ser distinguidos a simple vista; *fanerítica (de grano grueso),* con cristales intercrecidos de aproximadamente igual tamaño y lo suficientemente grandes para ser identificados a simple vista; *porfídica,* que tiene cristales grandes (*fenocristales*) englobados en una matriz de cristales más pequeños (*pasta*); y *vítrea.*
- La composición mineral de una roca ígnea viene determinada en último extremo por la composición química del magma a partir del cual cristalizó. N. L. Bowen descubrió que, conforme se enfría un magma en el laboratorio, los minerales con puntos de fusión más altos cristalizan antes que los minerales con puntos de fusión más bajos. La *serie de reacción de Bowen* ilustra la secuencia de formación mineral en un magma basáltico.
- Durante la cristalización del magma, si los minerales formados primero son más densos que la fracción líquida, se depositarán en el fondo de la cámara magmática durante un proceso denominado *sedimentación cristalina.* Debido al hecho de que la sedimentación cristalina elimina los minerales formados en primer lugar, el fundido restante formará una roca con una composición química muy diferente de la del magma inicial. El proceso de formación de más de un tipo de magma a partir de un magma común se denomina *diferenciación magmática.*
- Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar mediante la incorporación de material extraño, un proceso denominado *asimilación,* o por *mezcla magmática.*
- Los magmas se originan a partir de rocas esencialmente sólidas de la corteza y el manto. Además de la composición de las rocas, su temperatura, profundidad (presión de confinamiento) y su contenido en agua determinan si estará en forma sólida o líquida. Por tanto, el magma puede generarse *mediante la elevación de la temperatura de una roca,* como ocurre cuando una pluma de manto caliente «se embolsa» debajo de las rocas de la corteza. Una *disminución de la presión* puede provocar *fusión por descompresión*. Además, la *introducción de volátiles* (agua) puede disminuir el punto de fusión de una roca lo bastante como para generar un magma. Un proceso denominado *fusión parcial* produce un fundido originado a partir de los minerales que funden a menos temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por tanto, los magmas generados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden.
- Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican en relación a su *forma* y por su *orientación con respecto a la roca caja,* por lo general roca sedimentaria o metamórfica. Las dos formas generales son *tabular* y *masiva.* Los cuerpos ígneos intrusivos que atraviesan las capas sedimentarias preexistentes se dice que son *discordantes;* los que se forman en paralelo a los sedimentos existentes son *concordantes.*
- Los *diques* son cuerpos ígneos tabulares discordantes producidos cuando el magma es inyectado a través de fracturas que cortan las capas de roca. Los cuerpos tabulares concordantes, casi horizontales, denominados *sills,* se forman cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación de las rocas sedimentarias. En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a coladas de lava enterradas. Los *batolitos,* los cuerpos ígneos intrusivos más grandes, a veces constituyen grandes montañas lineales, como ejemplifica la Sierra Nevada. Los *lacolitos* son similares a los sills, pero se forman a partir de magma menos fluido que se acumula como masas en forma de lentes que arquean los estratos situados por encima.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

asimilación, 146
batolitos, 152
composición andesítica, 129
composición basáltica, 128
composición granítica, 128
composición intermedia, 129
concordante, 151
cristalización, 127
diaclasas columnares, 152
diferenciación magmática, 145
diques, 151
discordante, 151
félsica, 128
fenocristal, 132
fundido, 126
fusión parcial, 146
fusión por descompresión, 141
gradiente geotérmico, 140
intermedio, 139
intrusiones, 150
lacolitos, 153
lava, 126
máfica, 128
magma, 126
masivo, 151
mezcla de magmas, 146
pasta, 132
pegmatita, 132
plutones, 150
pórfido, 132
rocas ígneas, 126
rocas ígneas extrusivas, 128
rocas ígneas intrusivas, 127

rocas plutónicas, 127
rocas volcánicas, 128
sedimentación cristalina, 144
serie de reacción de Bowen, 143
sills, 151
stocks, 152
tabular, 151
textura, 130
textura afanítica, 131
textura de grano fino, 131
textura de grano grueso, 131
textura fanerítica, 131
textura fragmentaria, 132
textura pegmatítica, 132
textura piroclástica, 132
textura porfídica, 132
textura vesicular, 131
textura vítrea, 132
ultramáfica, 129
vidrio, 131
volátiles, 126
xenolitos, 153

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué es un magma?
2. ¿Cómo se diferencia la lava del magma?
3. Indique los tres componentes principales del magma.
4. ¿Qué es el fundido? ¿Qué es un volátil?
5. Enumere los tres volátiles más comunes encontrados en el magma.
6. ¿En qué ambientes básicos se originan las rocas ígneas intrusivas y extrusivas?
7. ¿Cómo influye la velocidad de enfriamiento en el tamaño de los cristales? ¿Qué otros factores influyen en la textura de las rocas ígneas?
8. Las definiciones siguientes están relacionadas con términos utilizados para describir las texturas de las rocas ígneas. Para cada una de ellas, identifique el término apropiado.
   a) Aperturas producidas por los gases que escapan.
   b) La obsidiana tiene esta textura.
   c) Una matriz de cristales finos que rodea a los fenocristales.
   d) Los cristales son demasiado pequeños para verse sin el microscopio.
   e) Una textura caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes.
   f) Grano grueso con cristales de tamaños aproximadamente iguales.
   g) Cristales excepcionalmente grandes que superan 1 centímetro de diámetro.
9. ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?
10. ¿Qué indica una textura porfídica sobre las rocas ígneas?
11. La clasificación de las rocas ígneas se basa principalmente en dos criterios. Nombre esos criterios.
12. ¿En qué se diferencian el granito y la riolita? ¿En qué se parecen?
13. Compare y contraste cada uno de los siguientes pares de rocas:
    a) Granito y diorita.
    b) Basalto y gabro.
    c) Andesita y riolita.
14. ¿Cómo se diferencian las tobas y las brechas volcánicas de otras rocas ígneas, como el granito y el basalto?
15. ¿Qué es el gradiente geotérmico?
16. Describa la fusión por descompresión.
17. ¿Cómo desencadena la fusión la introducción de volátiles?
18. ¿Qué es la diferenciación magmática? ¿Cómo podría inducir este proceso la formación de varias rocas ígneas diferentes a partir de un solo magma?
19. Relacione la clasificación de las rocas ígneas con la serie de reacción de Bowen.
20. ¿Qué es la fusión parcial?
21. ¿En qué se diferencia composicionalmente un fundido originado por fusión parcial de la roca de la que procede?
22. ¿En qué ambiente tectónico se genera la mayor parte de los magmas basálticos?
23. ¿Por qué las rocas de composición intermedia (andesítica) y félsica (granítica) *no* se encuentran generalmente en las cuencas oceánicas?
24. Describa cada una de las cuatro estructuras intrusivas básicas comentadas en el texto (diques, sills, lacolitos y batolitos).
25. ¿Cuál es el mayor de todos los cuerpos ígneos intrusivos? ¿Es tabular o masivo? ¿Concordante o discordante?
26. Describa los mecanismos que se han propuesto para explicar cómo los grandes cuerpos magmáticos llegan a residir en el espacio ocupado anteriormente por la roca preexistente.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

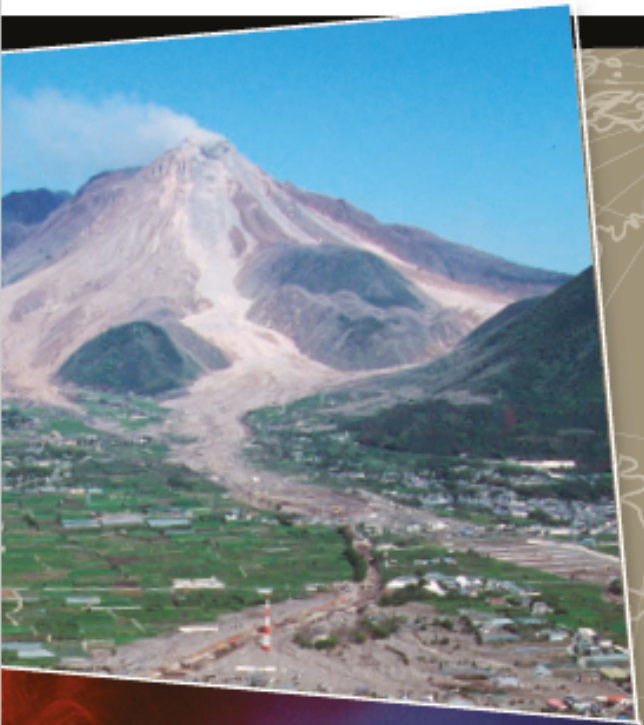
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 5

Los volcanes y los riesgos volcánicos



El domingo 18 de mayo de 1980, la mayor erupción volcánica ocurrida en Norteamérica en tiempos históricos transformó un pintoresco volcán en un resto decapitado (Figura 5.1). Ese día entró en erupción con tremenda fuerza el monte Santa Helena, situado en la zona sudoccidental del estado de Washington. La explosión reventó todo el flanco norte del volcán dejando una gran abertura. En un instante, un gran volcán, cuya cima había sobresalido más de 2.900 m por encima del nivel del mar, perdió 400 m de altura.

El acontecimiento devastó una amplia franja de tierra boscosa en el lado norte de la montaña (Figura 5.2). En un área de 400 km cuadrados, los árboles estaban tumbados, entrelazados y aplastados, despojados de sus ramas y, desde el aire, parecían mondadientes esparcidos por todas partes. Las corrientes de barro acompañantes transportaron cenizas, árboles y restos de rocas saturadas de agua 29 km corriente abajo del río Toutle. La erupción se cobró 59 vidas: algunas personas murieron debido al intenso calor y a la nube sofocante de cenizas y gases, otras fueron heridas por la explosión y algunos otros quedaron atrapados por las corrientes de barro.

La erupción expulsó casi un kilómetro cúbico de cenizas y restos de rocas. Después de la explosión, el monte Santa Helena siguió emitiendo grandes cantidades de gases y cenizas calientes. La fuerza con la que explosionó fue tal que una parte de las cenizas fue lanzada a más de 18.000 m de altura a la estratosfera. Durante los días siguientes, este material de grano muy fino fue transportado alrededor de la Tierra por los fuertes vientos estratosféricos. En Oklahoma y Minnesota se acumularon depósitos medibles, y en Montana central se destruyeron cosechas. Mientras tanto, la precipitación de cenizas en los alrededores inmediatos superó los 2 m de espesor. El aire sobre Yakima, Washington (130 km al este), estaba tan repleto de cenizas que sus habitantes experimentaron al mediodía la oscuridad de media noche.

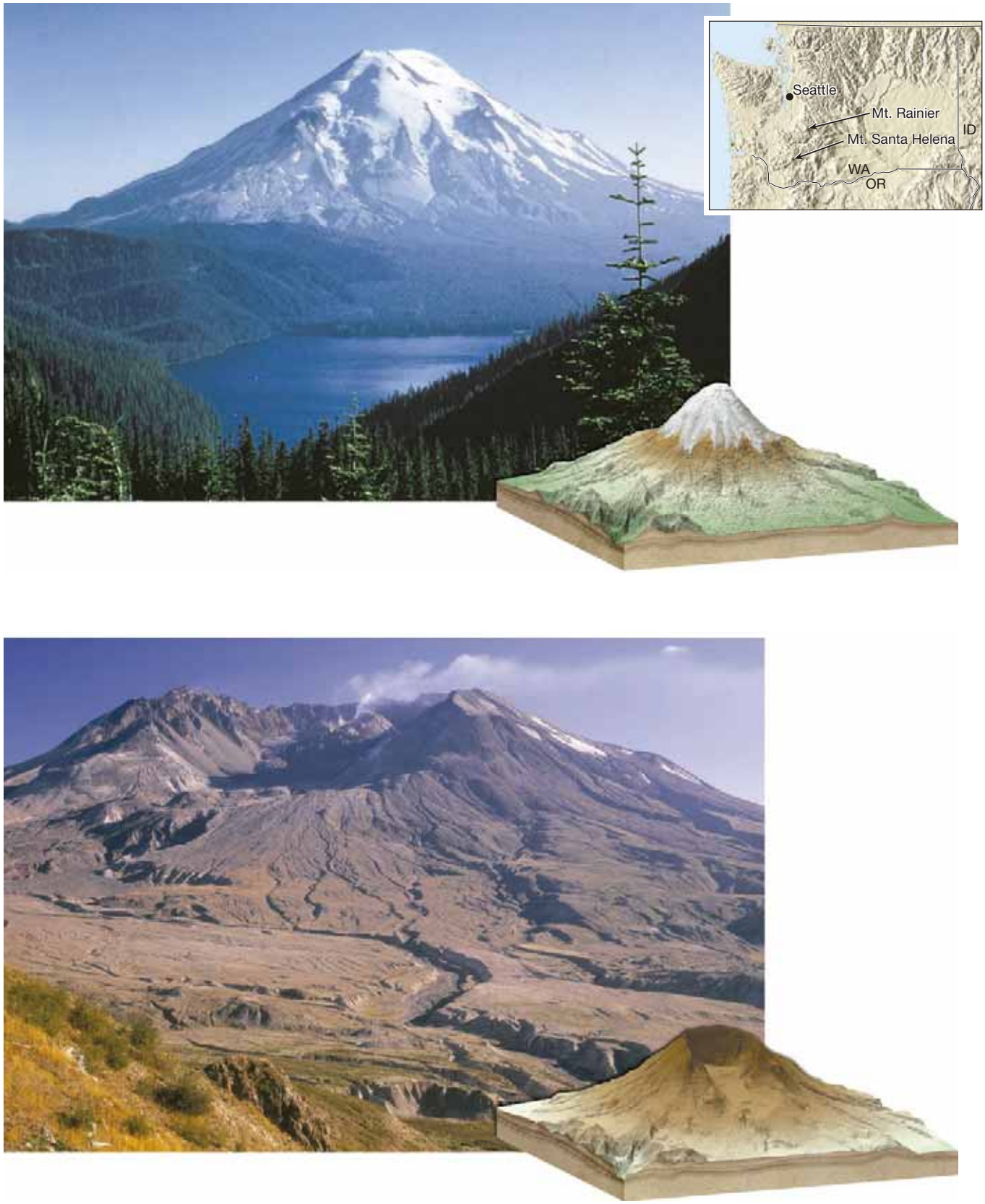


FIGURA 5.1 Las fotografías anterior y posterior muestran la transformación del monte Santa Helena causada por la erupción del 18 de mayo de 1980 (Foto de arriba, cortesía de U. S. Geological Survey; foto de abajo, de Michael Collier).

FIGURA 5.2. Los abetos se partieron o fueron arrancados por la explosión lateral del monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980 (Foto grande de Lyn Topinka/AP Foto/U.S. Geological Survey; inserto de John Burnley/Photo Researchers, Inc.).

No todas las erupciones volcánicas son tan violentas como la del año 1980 en el monte Santa Helena. Algunos volcanes, como el volcán Kilauea de Hawái, generan erupciones relativamente tranquilas de lavas fluidas. Estas erupciones «suaves» no están exentas de episodios violentos; a veces erupciones de lava incandescente se esparcen centenares de metros en el aire. Durante la fase activa más reciente del Kilauea, que empezó en 1983, se han destruido más de 180 hogares y un centro de información de un parque nacional.

¿Por qué los volcanes como el monte Santa Helena hacen erupción explosiva, mientras que otros, como el Kilauea, son relativamente tranquilos? ¿Por qué los volcanes aparecen en cadenas, como las islas Aleutianas o la cordillera Cascade? ¿Por qué algunos volcanes se forman en el fondo oceánico, mientras que otros aparecen en los continentes? Este capítulo abordará estas y otras cuestiones a medida que exploremos la naturaleza y el movimiento del magma y la lava (Figura 5.3).

FIGURA 5.3. Lava basáltica fluida que está siendo expulsada del volcán Kilauea, Hawái (Foto de Fouglas Peebles).

NATURALEZA DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS

VOLCANOES
▸ The Nature of Volcanic Eruptions

La actividad volcánica suele percibirse como un proceso que crea una estructura pintoresca en forma de cono que, como el monte Santa Helena, hace erupción de manera violenta con cierta periodicidad (Recuadro 5.1). Algunas erupciones pueden ser muy explosivas, pero muchas no lo son. ¿Qué determina que un volcán expulse el magma con violencia o con «tranquilidad»? Los principales factores que influyen son la *composición* del magma, su *temperatura* y la cantidad de *gases disueltos* que contiene. Estos factores afectan, en grados

ENTENDER LA TIERRA

Anatomía de una erupción

RECUADRO 5.1

Los acontecimientos que llevaron a la erupción del monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980 se iniciaron unos dos meses antes en forma de una serie de temblores de tierra centrados debajo de la montaña que despertaba (Figura 5.A, parte A). Los temblores fueron causados por el movimiento ascendente del magma dentro de la montaña. La primera actividad volcánica tuvo lugar una semana después, cuando una pequeña cantidad de cenizas y vapor ascendieron por la cima. En las siguientes semanas, se produjeron erupciones esporádicas de diversa intensidad. Antes de la gran erupción, la principal preocupación había sido el riesgo potencial de las coladas de barro. Estos lóbulos en movimiento de suelo y roca saturados en agua, se crean cuando el hielo y la nieve se funden por el calor emitido desde el magma del interior del volcán.

La única advertencia de una posible erupción fue la aparición de un abultamiento en el flanco norte del volcán (Figura 5.A, parte B). El control meticuloso de esta estructura en forma de domo indicó una velocidad de crecimiento muy lenta, pero uniforme, de unos pocos metros por día. Si la velocidad de crecimiento de esta protuberancia cambiaba de manera apreciable, se produciría enseguida una erupción. Por desgracia, no se detectó esa variación antes de la explosión. De hecho, la actividad sísmica disminuyó durante los dos días anteriores al enorme estallido.

Docenas de científicos estaban controlando la montaña cuando explotó: «¡Vancouver, Vancouver, está aquí!» fue la única advertencia (y las últimas palabras de un científico) que precedió a la liberación de tremendas cantidades de gases encerrados. El desencadenante fue un terremoto de tamaño medio. Sus vibraciones enviaron al río Toutle la ladera septentrional del cono, eliminando la sobrecarga que había atrapado al magma por debajo (Figura 5.A, parte C). Al reducirse la presión, el agua del magma se evaporó y expandió, causando la ruptura de la ladera de la montaña como si se tratara de una olla a presión sobrecalentada. Dado que la erupción se originó alrededor de la zona abultada, varios centenares de metros por debajo de la cima, el estallido inicial se dirigió en dirección lateral, en vez de verticalmente. Si la fuerza total de la erupción hubiera sido ascendente, la destrucción producida hubiera sido bastante menor.

El monte Santa Helena es uno de los quince grandes volcanes de los innumerables volcanes más pequeños que comprende la cordillera Cascade, que se extiende desde la Columbia Británica hasta el norte de California. Ocho de los mayores volcanes han estado activos en los últimos centenares de años. Además del monte Santa Helena, los que más probablemente volverán a hacer erupción son el monte Baker y el monte Rainier en Washington, el monte Shasta y el Lassenpeak en California, y el monte Hood en Oregón.

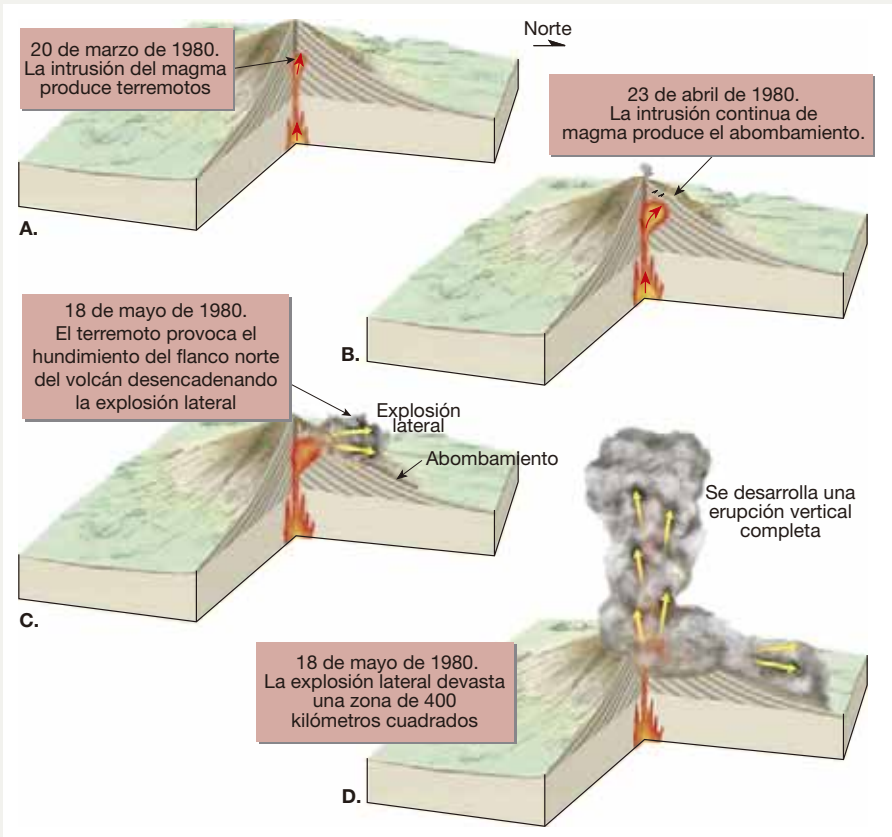


FIGURA 5.A. Diagramas idealizados que muestran los acontecimientos de la erupción del monte Santa Helena el 18 de mayo de 1980. A. Primero, un terremoto considerable indica que es posible una reactivación volcánica. B. Crecimiento alarmante de un bulto en el flanco norte, que sugiere aumento de la presión magmática inferior. C. Desencadenado por un terremoto, un gigantesco deslizamiento de tierras liberó la presión de confinamiento sobre el cuerpo magmático e inició un estallido explosivo lateral. D. En segundos, una gran erupción vertical envió una columna de cenizas volcánicas a una altitud de unos 18 km. Esta fase de la erupción continuó durante más de 9 h.

variables, a la movilidad, o **viscosidad** (*viscos* = pegajoso), del magma. Cuanto más viscoso es un material, mayor es su resistencia a fluir. Por ejemplo, compararemos el jarabe con el agua, el jarabe es más viscoso y, por tanto, mas resistente al flujo, que el agua. Un magma asociado con una erupción explosiva puede ser cinco veces más viscoso que el magma expulsado de una manera tranquila.

Factores que afectan a la viscosidad

El efecto de la temperatura sobre la viscosidad es fácil de ver. Exactamente igual a como se vuelve más fluido (menos viscoso) un jarabe al calentarlo, la movilidad de la lava está muy influida por la temperatura. Conforme la lava se enfría y empieza a solidificarse, su movilidad disminuye y el flujo acaba por pararse.

Un factor más significativo que influye en el comportamiento volcánico es la composición química del magma. Recordemos que una diferencia importante entre las diversas rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2) (Tabla 5.1). Los magmas que producen rocas máficas como el basalto contienen alrededor de un 50 por ciento de sílice, mientras que los magmas que originan rocas félsicas (granitos y sus equivalentes extrusivos, riolitas) contienen más del 70 por ciento de sílice. Los tipos de roca intermedios, andesitas y dioritas, contienen alrededor del 60 por ciento de sílice.

La viscosidad de un magma está directamente relacionada con su contenido en sílice: *cuanta más sílice tenga un magma, mayor será su viscosidad*. El flujo magmático se ve impedido porque las estructuras de sílice se enlazan formando largas cadenas incluso antes de que empiece la cristalización. Por consiguiente, las lavas riolíticas (félsicas) son muy viscosas y tienden a formar coladas gruesas, comparativamente cortas. Por el contrario, las lavas, que contienen menos sílice, son relativamente fluidas y se conoce el caso de coladas que han recorrido distancias de 150 km o más antes de solidificarse.

La cantidad de **volátiles** (los componentes gaseosos del magma, principalmente agua) contenida en el magma afecta también a su movilidad. Siendo iguales otros factores, el agua disuelta en el magma tiende a aumentar la fluidez porque reduce la polimerización (formación de largas cadenas de silicato) rompiendo los enlaces sílice-oxígeno. De aquí se deduce, por consiguiente, que la pérdida de gases hace al magma (lava) más viscoso.

¿Por qué hacen erupción los volcanes?

En el Capítulo 4 aprendimos que la mayor parte del magma es generado por la fusión parcial de la roca peridotita en el manto superior para formar magma con una composición basáltica. Una vez formada, la roca fundida con fuerza ascensional subirá hacia la superficie. Dado que la densidad de las rocas de la corteza tiende a disminuir hacia la superficie, el magma basáltico ascendente puede alcanzar un nivel donde las rocas que están por encima sean menos densas. Si esto ocurre, el material fundido empieza a acumularse formando una cámara magmática. Conforme se va enfriando el cuerpo magmático, los minerales que tienen temperaturas de fusión más elevadas cristalizan primero, dejando a la mezcla remanente enriquecida en sílice y otros componentes menos densos. Algo de este material enormemente evolucionado puede ascender a la superficie para producir una erupción volcánica. En la mayoría, pero no todos, los ámbitos tectónicos, solo una fracción del magma generado en profundidad alcanza alguna vez la superficie.

Desencadenamiento de erupciones de tipo hawaiano

Las erupciones en las que intervienen magmas basálticos muy fluidos suelen ser desencadenadas por la llegada de un nuevo lote de material fundido a un depósito del magma próximo a la superficie. Esto puede detectarse porque la cima del volcán empieza a dilatarse meses, o incluso años, antes de que empiece la erupción. La inyección de un suministro fresco de material fundido hace que la cámara magmática se hinche y fracture la roca superior. Esto, a su vez, moviliza el magma, que rápidamente asciende a lo largo de las aperturas recién formadas, generando a menudo brotes de lava durante semanas, meses o incluso años.

Tabla 5.1. Los magmas tienen diferentes composiciones, lo que hace que varíen sus propiedades.

Composición	Contenido en sílice	Viscosidad	Contenido gaseoso	Tendencia a formar productos piroclásticos	Morfología volcánica
Magma máfico (basáltico)	Bajo (~50 %)	Baja	Bajo (1-2 %)	Baja	Volcanes en escudo Llanuras basálticas Conos de ceniza
Magma intermedio (andesítico)	Intermedio (~60 %)	Intermedia	Intermedio (3-4 %)	Intermedia	Conos compuestos
Magma félsico (granítico)	Alto (>70 %)	Alta	Alto (4-6 %)	Alta	Domos volcánicos Coladas piroclásticas

El papel de los compuestos volátiles en las erupciones explosivas

Todos los magmas contienen algo de agua y otros volátiles que se mantienen en disolución por la inmensa presión de la roca suprayacente. Los compuestos volátiles tienden a ser más abundantes cerca de las partes superiores de la cámara magmática, que contienen fundidos ricos en sílice muy evolucionados. Cuando el magma asciende (o las rocas que confinan el magma caen) se produce una reducción de la presión y los gases disueltos empiezan a separarse del material fundido formando diminutas burbujas, igual que ocurre al abrir una botella de gaseosa caliente y se deja que escapen las burbujas de dióxido de carbono.

Cuando los magmas basálticos fluidos hacen erupción, los gases presurizados escapan con relativa facilidad. A temperaturas de 1.000 °C y presiones bajas cerca de la superficie, los gases pueden expandirse rápidamente para ocupar centenares de veces sus volúmenes originales. En algunas ocasiones, estos gases en expansión propulsan la lava incandescente a centenares de metros en el aire, produciendo fuentes de lava (Figura 5.3). Aunque espectaculares, dichas fuentes son fundamentalmente inocuas y no suelen ir asociadas con episodios explosivos importantes causantes de gran pérdida de vidas y propiedades. En el otro extremo, los magmas muy viscosos, riolíticos, pueden producir nubes explosivas de gases y cenizas calientes que evolucionan a plumas, con gran fuerza ascensional, denominadas **columnas de erupción** que se extienden a miles de metros en la atmósfera (Figura 5.4). Debido a la gran viscosidad del magma rico en sílice, una porción significativa de los volátiles permanecen disueltos hasta que el magma alcanza un profundidad somera, donde empiezan a formarse y a crecer diminutas burbujas. Las burbujas crecen mediante dos procesos, separación continua de los gases de la mezcla fundida y expansión de las burbujas a medida que disminuye la presión de confinamiento. Si la presión del cuerpo magmático en expansión supera la fuerza de la roca suprayacente, se produce fractura. A medida que el magma asciende por las fracturas, una ulterior caída de la presión de confinamiento hace que se formen y crezcan más burbujas de gas. Esta reacción en cadena puede generar un acontecimiento explosivo en el cual el magma es literalmente expulsado en fragmentos (cenizas y pumita) que son transportados a grandes alturas por los gases calientes. (Como demuestra la erupción del monte Santa Helena en 1980, el colapso del flanco del volcán puede también desencadenar una energética erupción explosiva.)

Cuando el magma de la parte más alta de la cámara magmática es poderosamente expulsado por los gases que escapan, la presión de confinamiento en la roca fundida que está directamente debajo desciende de manera súbita. Por tanto, en vez de una explosión única, las erupciones volcánicas son realmente una serie de explosiones. Este proceso podría continuar lógicamente hasta que la cámara magmática entera estuviera vacía, de una manera muy parecida a como un géiser se vacía de agua (*véase* Capítulo 17). Sin embargo, generalmente no ocurre esto. Normalmente solo es el magma de la parte superior de la cámara magmática el que tiene un contenido suficientemente elevado de gases como para desencadenar una explosión de vapor y cenizas.

FIGURA 5.4. Columna de erupción de vapor y cenizas del monte Augustine, Cook Inlet, Alaska (Foto de Steve Kaufman/Peter Arnold, Inc.).

En resumen, la viscosidad del magma, junto con la cantidad de gases disueltos y la facilidad con la que pueden escapar, determina en gran medida la naturaleza de una erupción volcánica. En general, los magmas basálticos calientes contienen menores componentes gaseosos y permiten que esos gases escapen con relativa facilidad en comparación con los magmas riolíticos y andesíticos mucho más evolucionados. Esto explica el contraste entre las erupciones volcánicas «tranquilas» de lavas basálticas fluidas de Hawái y las erupciones explosivas, y a veces catastróficas, de lavas viscosas de los volcanes del tipo monte Santa Helena (1980), monte Pinatubo en Filipinas (1991) y las colinas Soufriere en la Isla de Montserrat (1995).

MATERIALES EXPULSADOS DURANTE UNA ERUPCIÓN

VOLCANOES
▸ Materials Extruded during an Eruption

Los volcanes expulsan lava, grandes volúmenes de gases y materiales piroclásticos (rocas rotas, «bombas» de lava, ceniza fina y polvo). En esta sección examinaremos cada uno de esos materiales.

Coladas de lava

Se calcula que la gran mayoría de la lava terrestre, más del 90 por ciento del volumen total, tiene una composición basáltica. Las andesitas y otras lavas de composición intermedia constituyen prácticamente todo el resto, mientras que las coladas riolíticas (félsicas) representan solo el uno por ciento del total.

Las lavas basálticas calientes suelen ser muy fluidas. Fluyen en general formando láminas delgadas y anchas o cintas semejantes a torrentes. En la isla de Hawái se ha cronometrado una velocidad de 30 km por hora pendiente abajo para este tipo de lavas, pero son más frecuentes velocidades de 100 a 300 m por hora. Por el contrario, el movimiento de las lavas riolíticas, ricas en sílice puede ser demasiado lento como para percibirse. Además, la mayoría de las lavas riolíticas rara vez se desplazan más de unos pocos kilómetros desde sus chimeneas. Como cabría esperar, las lavas andesíticas, con una composición intermedia, exhiben características que se encuentran entre los extremos.

Coladas aa y cordadas (pahoehoe)

Dos tipos de coladas se conocen por su nombre hawaiano. La más común de ellas, las **coladas aa (**o escoriácea) tiene una superficie de bloques ásperos y desiguales con bordes peligrosamente afilados y proyecciones puntiagudas (Figura 5.5A). Atravesar una colada escoriácea puede ser una experiencia difícil y dolorosa. Por el contrario las **lavas pahoehoe** (cordadas) exhiben superficies lisas que a menudo recuerdan a las hebras trenzadas de las cuerdas (Figura 5.5B). Pahoehoe significa «por donde se puede andar».

Las coladas aa y pahoehoe pueden hacer erupción de la misma chimenea. Sin embargo las últimas se forman a temperaturas más elevadas y son más fluidas que las coladas de lava aa. Además, las lavas cordadas pueden cambiar a coladas de lavas aa, pero lo contrario (de aa a cordadas) no ocurre.

Un factor que facilita el cambio de coladas de lava cordada a la aa es el enfriamiento que se produce a medida que la colada se aleja de la chimenea. El enfriamiento aumenta la viscosidad y promueve la formación de burbujas. Los gases que escapan de la superficie producen numerosos huecos y agudas rugosidades en la lava que se solidifica. Conforme avanza el interior fundido, la corteza exterior se va rompiendo, transformando una superficie lisa en una masa fracturada lo que proporciona a la colada el aspecto de una masa de cascotes escoriáceos que avanza.

En ocasiones se ha sabido de lavas basálticas que se movían a unas velocidades agónicamente lentas. En 1990, cerca de la ciudad hawaiana de Kalapana, los residentes tuvieron que ver durante semanas como una colada cordada se arrastraba hacia sus casas a tan solo unos pocos metros a la hora. La mayoría pudieron escapar sin daño, pero fueron incapaces de detener la colada y, finalmente, sus casas se quemaron.

A.

B.

FIGURA 5.5. Coladas de lava A. Colada aa basáltica típica, de movimiento lento (Foto de J. D. Griggs, U. S. Geological Survey). B. Típica colada cordada (pahoehoe) (Foto de Frans Lanting/ Corbis). Estas dos coladas procedían de una fractura en el flanco del volcán Kilauea, Hawái.

Tubos de lava

Las coladas basálticas solidificadas suelen contener túneles en forma de cuevas denominadas **tubos de lava** que antes fueron los conductos por donde se transportaba la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada (Figura 5.6). Estos conductos se desarrollan en el interior de una colada donde las temperaturas se mantienen elevadas durante bastante tiempo después de que se solidifique la superficie. Los tubos de lava son importantes porque actúan como caminos aislados que facilitan el avance de la lava a grandes distancias desde su fuente. Además, los tubos de lava están asociados con volcanes que emiten lavas basálticas fluidas y se encuentran en muchas partes del mundo. Incluso los masivos volcanes de Marte tienen coladas con numerosos tubos de lava. Algunos tubos de lava exhiben dimensiones extraordinarias; una estructura de este tipo, la cueva Kazumura, localizada en la pendiente sudoriental del volcán, Mauna Loa de Hawái se extiende más de 60 km.

Coladas de bloques

A diferencia de los magmas basálticos fluidos, que pueden viajar muchos kilómetros, los magmas andesíticos y riolíticos tienden a generar coladas prominentes relativamente cortas, de unos pocos centenares de metros a unos pocos kilómetros de longitud. Su superficie superior consiste en gran medida en bloques separados sin vesículas, de donde les viene el nombre de **coladas de bloques**. Aunque son parecidas a las coladas aa, estas lavas están formadas por bloques con superficies comparativamente lisas, en lugar de tener superficies rugosas, de escoria.

Coladas almohadilladas

Recordemos que mucha de la producción volcánica terrestre se da a lo largo de las dorsales oceánicas (límites de placas divergentes). Cuando las efusiones de lava se originan en una cuenca oceánica, las zonas superiores de las coladas se enfrían rápidamente. Sin embargo, normalmente la lava puede moverse hacia delante rompiendo la superficie endurecida. Este proceso ocurre una y otra vez, conforme el basalto fundido es expulsado (como la pasta de dientes sale de un tubo que se aprieta fuerte). El resultado es una colada de lava compuesta por numerosas estructuras parecidas a almohadas denominadas **lavas almohadilladas**, colocadas unas encima de las otras. Las lavas almohadilladas son útiles para la reconstrucción de la historia geológica, porque, dondequiera que se observen, su presencia indica que la colada de lava se formó en un ambiente subacuático.

A.

B.

FIGURA 5.6. Las coladas de lava a menudo desarrollan una corteza sólida mientras la lava fundida sigue avanzando en conductos denominados *tubos de lava*. A. Vista de un tubo de lava activo a través del techo hundido. B. Tubo de lava Thurston, Volcanoes National Park de Hawái (Foto A de G. Brad Lewis/ Omjalla Imágenes y foto B de Philip Rosenberg/Pacific Stock).

Gases

Los magmas contienen cantidades variables de gases disueltos (*volátiles*) que se mantienen en la roca fundida por la presión de confinamiento, exactamente igual a como se conserva el dióxido de carbono en los refrescos. Como en el caso de estos últimos, en cuanto se reduce la presión, los gases empiezan a escapar. Obtener muestras de gases de un volcán en erupción es difícil y peligroso, de manera que los geólogos suelen estimar la cantidad de gases contenidos originalmente dentro del magma.

La porción gaseosa de la mayoría de los magmas constituye del 1 al 6 por ciento del peso total, y la mayor parte es vapor de agua. Aunque el porcentaje puede ser pequeño, la cantidad real de gases emitidos puede superar varios miles de toneladas por día. En ocasiones, las erupciones emiten cantidades colosales de gases volcánicos que ascienden a lo alto de la atmósfera, donde pueden permanecer durante años. Algunas de esas erupciones pueden tener un impacto en el clima terrestre, una cuestión que consideraremos en el Capítulo 21.

La composición de los gases volcánicos es importante porque contribuye de manera significativa a la atmósfera de nuestro planeta. Los análisis de muestras tomadas durante erupciones hawaianas indican que el componente gaseoso es de alrededor de un 70 por ciento vapor de agua, un 15 por ciento dióxido de carbono, un 5 por ciento nitrógeno, un 5 por ciento dióxido de azufre y cantidades menores de cloro, hidrógeno y argón. (La proporción relativa de cada gas varía de manera significativa de una región volcánica a otra.) Los compuestos de azufre se reconocen fácilmente por su olor. Los volcanes son también una fuente natural de contaminación del aire: algunos emiten grandes cantidades de dióxido de azufre, el cual se combina fácilmente con los gases atmosféricos para formar ácido sulfúrico y otros compuestos de sulfato (Figura 5.7).

Además de impulsar el magma desde los volcanes, los gases desempeñan un papel importante en la creación del estrecho conducto que conecta la cámara magmática con la superficie. En primer lugar, la hinchazón del cuerpo magmático fractura la roca que está por encima. A continuación, las ráfagas de gases calientes a gran presión amplían las fracturas de la roca y abren un camino hacia la superficie. Una vez completado este pasadizo, los gases calientes junto con los fragmentos de roca que arrastran erosionan sus paredes, ensanchando el conducto. Dado que esas fuerzas erosivas se concentran en cualquier saliente a lo largo del camino, las chimeneas volcánicas que se producen tienen forma circular. A medida que el conducto aumenta de tamaño, el magma va ascendiendo para producir

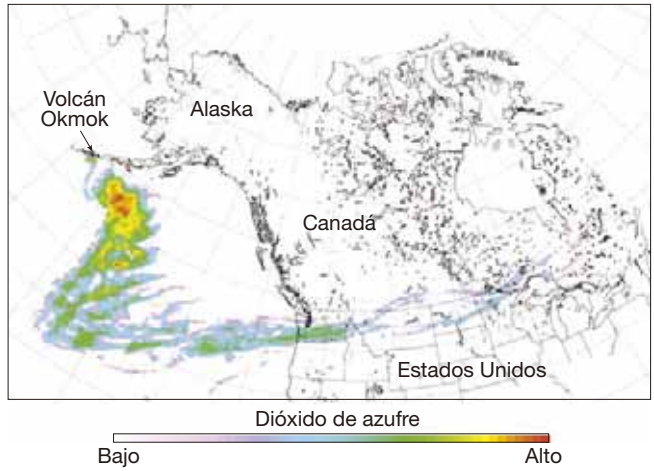


FIGURA 5.7. El volcán Okmok, Islas Aleutianas (Alaska), hizo erupción en 2009 liberando una pluma de cenizas y gases como el dióxido de azufre, que no pudo verse, pero pudo ser detectada por los satélites. El dióxido de azufre puede afectar a la salud humana y al clima. Cerca de la superficie de la tierra plantea riesgos, entre ellos enfermedades respiratorias, problemas de visibilidad, smog volcánico (vog) y lluvia ácida. A altitudes superiores, donde se detectó esta concentración de dióxido de azufre, el gas se transforma en diminutas partículas de sulfato. Estas partículas de aerosol crean una bruma brillante que refleja la luz solar hacia el espacio, impidiendo que alcance la superficie de la Tierra (Imagen por cortesía de la NASA).

actividad en la superficie. Después de una fase eruptiva, la tubería volcánica suele obturarse con una mezcla de magma solidificada y derrubios que no fueron lanzados por la chimenea. Antes de la siguiente erupción, una nueva ráfaga de gases explosivos debe limpiar de nuevo el conducto.

Materiales piroclásticos

Cuando los volcanes entran en erupción enérgicamente, expulsan roca pulverizada, lava, y fragmentos de vidrio por la chimenea. Las partículas producidas se denominan **material piroclástico** (*pyro* = fuego; *clast* = fragmento). El tamaño de estos fragmentos expulsados oscila entre un polvo muy fino y cenizas volcánicas de tamaño de arena (inferior a 2 milímetros de diámetro) y trozos que pesan varias toneladas.

Las partículas de *ceniza* y *polvo* se producen cuando los magmas viscosos cargados de gases hacen erupción de forma explosiva (*véase* Figura 5.4). Conforme el magma asciende por la chimenea, los gases se expanden rápidamente generando un fundido que recuerda a la espuma que sale de una botella de champán recién abierta. Conforme los gases calientes se expanden de manera explosiva, la espuma se rompe en fragmentos vítreos muy finos (Figura 5.8). Cuando las cenizas calientes caen, las partículas vítreas a menudo se funden para formar una roca llamada *toba soldada.* Capas

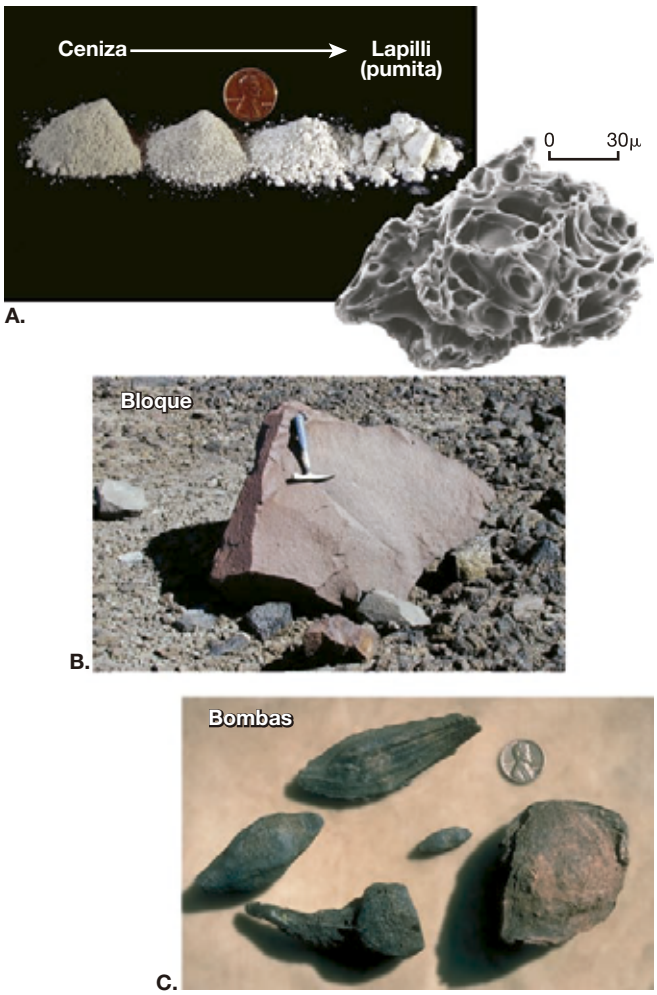


FIGURA 5.8. Materiales piroclásticos. A. *Ceniza volcánica* y pequeños fragmentos de pumita (*lapilli*) que fueron expulsados del monte Santa Helena en 1980. La foto insertada es una imagen obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM). Esta partícula de ceniza vesicular exhibe una textura vidriosa y tiene un diámetro aproximado como el del pelo humano. B. Bloque volcánico. Los bloques volcánicos son fragmentos sólidos que fueron expulsados de un volcán durante una erupción explosiva. C. Estas bombas basálticas fueron expulsadas del volcán Mauna Loa de Hawái. Las bombas volcánicas son bolsas de lava expulsadas mientras están todavía fundidas y que a menudo adquieren formas redondas aerodinámicas mientras viajan por el aire (Fotos por cortesía de U.S. Geological Survey).

de este material, así como depósitos de ceniza que más tarde se consolidan, cubren enormes porciones del occidente de Estados Unidos.

Piroclastos algo mayores, cuyo tamaño oscila entre el de una cuenta de collar pequeña y el de una nuez se conocen como *lapilli* («piedras pequeñas») (2-64 milímetros). Las partículas con un tamaño superior a 64 milímetros de diámetro se denominan *bloques* cuando están formados por lava solidificada y *bombas* cuando son expulsados como lava incandescente (*véase* Figura 5.8C). Dado que, tras su expulsión, las bombas están semifundidas, a menudo adoptan una forma aerodinámica conforme viajan por el aire (Figura 5.9). Debido a su tamaño, las bombas y los bloques suelen caer cerca de la chimenea. Sin embargo, a veces son propulsadas a grandes distancias. Por ejemplo, durante una erupción del volcán japonés Asama, se expulsaron bombas de 6 m de longitud y con un peso aproximado de 200 toneladas a 600 m de la chimenea volcánica.

Hasta el momento, hemos distinguido varios materiales piroclásticos basados en gran medida en el tamaño de los fragmentos. Algunos materiales también se identifican por su textura y composición. En particular, la **escoria** es el nombre aplicado a los materiales vesiculares expulsados producto del magma basáltico (Figura 5.10A). Estos fragmentos de color negro a marrón rojizo se encuentran generalmente en el intervalo de tamaños de los lapilli y parecen cenizas y escorias producidas por los hornos utilizados para la fundición de hierro. Cuando los magmas de composición intermedia (andesítica) o félsica (riolítica) son expulsados de forma explosiva, emiten ceniza y la roca vesicular **pumita** (Figura 5.10B). La pumita suele tener un color más claro y es menos densa que la escoria, y muchos fragmentos de pumita tienen tal preponderancia de vesículas que son lo suficientemente ligeras como para flotar.

FIGURA 5.9. Bombas volcánicas formándose durante una erupción del volcán Kilauea de Hawái. Los fragmentos de lava expulsados adoptan una forma aerodinámica conforme se desplazan a través del aire. La bomba de la imagen insertada tiene una longitud aproximada de 10 centímetros (Foto de Arthur Roy/ National Audubon Society; foto insertada de E. J. Tarbuck).

A. Escoria

B. Pumita

FIGURA 5.10. La escoria y la pumita son rocas volcánicas que exhiben una textura vesicular. Las vesículas son pequeños agujeros que dejan las burbujas de gas al escapar. A. La escoria es normalmente un producto del magma máfico (basáltico). B. La pumita se forma durante erupciones explosivas con una composición intermedia (andesítica) o félsica (riolítica) (Foto de E. J. Tarbuck).

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y ESTILOS DE ERUPCIÓN

VOLCANOES
▸ Volcanic Structures and Eruptive Styles

La imagen popular de un volcán es la de un cono solitario, elegante, cubierto de nieve como el monte Hood de Oregón o el Fujiyama de Japón. Estas montañas cónicas pintorescas se producen por la actividad volcánica que tuvo lugar con intermitencias durante millares, o incluso centenares de millares, de años. Sin embargo, muchos volcanes no se ajustan a esta imagen. Los conos de ceniza son bastante pequeños y se forman durante una única fase eruptiva que puede durar de unos pocos días a unos pocos años. Otras formas volcánicas no son volcanes en absoluto. Por ejemplo, el valle de los Diez Mil Humos, en Alaska, es un depósito de superficie plana que consiste en 15 km cúbicos de ceniza que se expulsaron en menos de 60 h y que cubrió una sección del valle fluvial hasta una profundidad de 200 m.

Las formas volcánicas se presentan en una gran variedad de formas y tamaños, y cada estructura tiene una historia eruptiva única. No obstante, los vulcanólogos han podido clasificar las formas volcánicas y determinar sus esquemas eruptivos. En esta sección consideraremos la anatomía general de un volcán y nos fijaremos en los tres tipos principales de volcanes: los volcanes en escudo, los conos de cenizas y los conos compuestos.

Anatomía de un volcán

La actividad volcánica suele empezar cuando se desarrolla una fisura (grieta) en la corteza a medida que el magma fuerza su camino hacia la superficie. Conforme el magma rico en gas asciende por esa fisura, su camino se halla habitualmente en un **conducto** circular, o **tubo,** que termina en una apertura en la superficie denominada **chimenea** (Figura 5.11). Las sucesivas erupciones de lava, material piroclástico, o con frecuencia una combinación de ambos, separadas a menudo por largos periodos de inactividad acaban formando la estructura que llamamos **volcán.**

En la cima de la mayoría de los volcanes hay una depresión con cierta forma de embudo llamada **cráter** (*crater* = cuenco). Los volcanes que se crean fundamentalmente de materiales piroclásticos suelen tener cráteres que se forman por la acumulación gradual de los derrubios volcánicos en el borde circundante. Otros cráteres se generan durante erupciones explosivas a medida que las partículas rápidamente expulsadas erosionan las paredes del cráter. Los cráteres se forman también cuando la cima de un volcán se hunde después de una erupción

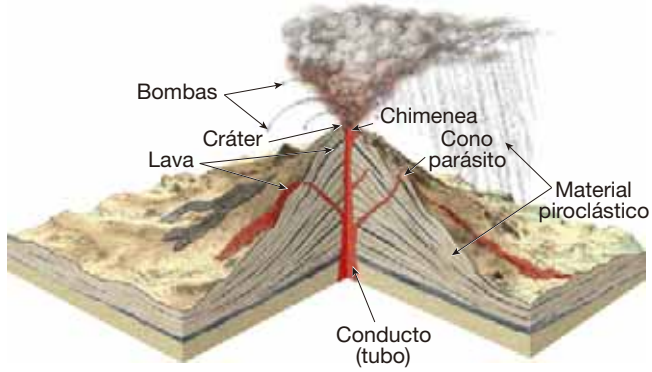


FIGURA 5.11. Anatomía de un cono compuesto «típico» (en las Figuras 5.13 y 5.17 se puede comparar con un volcán en escudo y un cono de ceniza, respectivamente).

La Tierra como sistema

Contaminación volcánica del aire: un riesgo en Hawái

RECUADRO 5.2

Normalmente pensamos en la contaminación del aire (*smog*) como un problema de las grandes ciudades y de las zonas industriales, o cerca de ellas. Por el contrario, nuestra probable percepción de la isla de Hawái es que la calidad de su aire es normalmente excelente porque está localizada en el océano Pacífico, muy alejada de los principales centros urbanos e industriales. Sorprende saber que esto no es siempre así. Recientemente Hawái ha experimentado episodios en los cuales una espesa bruma corrosiva cubría partes de la isla provocando una reducida visibilidad, síntomas de salud e incluso daño a los cultivos sensibles.

Estos acontecimientos no son causados por incendios forestales o las emisiones de los coches y las fábricas, sino por vientos que transportan las emisiones del volcán Kilauea. La palabra *vog,* una abreviatura en inglés de «smog volcánico», se acuñó para identificar esta forma de contaminación del aire. El *vog* se crea cuando se combinan el dióxido de azufre (SO_2) y otros gases volcánicos, que interaccionan químicamente en la atmósfera con el oxígeno, la humedad, el polvo y la luz solar. El *vog* es una bruma visible que consiste en una mezcla suspendida de partículas sólidas y líquidas diminutas (aerosoles).

El vog se experimentó por primera vez en 1986. Hasta ese momento, la evolución en curso del volcán, que empezó tres años antes, consistía en breves episodios que a menudo producían fuentes espectaculares de lava. Pero, a mediados de 1986, la colada del mar, hacia la superficie se hizo más estable, produciendo un flujo casi constante, pero tranquilo, de salida de gas y lava. El problema del vog se volvió más serio en marzo de 2008 cuando se abrió una nueva chimenea a través de una pared del cráter Halemaumau haciendo que aumentara de manera sustancial la velocidad de emisión de los gases. La figura 5.B es una imagen de satélite que muestra un episodio especialmente espeso y generalizado en diciembre de 2008. El vog aparece como una bruma más fina y con bordes más difusos que las blancas nubes a su lado.

FIGURA 5.B. Está bruma gris blanquecina conocida como vog (abreviatura para smog volcánico en inglés) estaba suspendida, baja, sobre las islas Hawái a finales del otoño de 2008, cuando el satélite *Aqua* de la NASA capturó esta imagen. Normalmente no es tan generalizado, pero el vog se ha vuelto relativamente común en la isla de Hawái. Se forma cuando el dióxido de azufre del volcán Kilauea reacciona con oxígeno y agua en la atmósfera. Las diminutas partículas de dióxido de azufre que resultan dispersan la luz solar de modo que el vog se muestra fácilmente cuando se mira desde el espacio. Los productos químicos que lo componen son peligrosos para el ambiente y para la salud de las plantas y los animales (Foto por cortesía de la NASA).

En resumen, los problemas de calidad del aire experimentados en la isla de Hawái no son generados por el ser humano, sino más bien por un fenómeno natural creado en gran medida por interacciones entre la geosfera y la atmósfera.

(Figura 5.12). Algunos volcanes tienen depresiones circulares muy grandes denominadas *calderas*, cuyos diámetros son mayores de 1 km y en raras ocasiones pueden superar los 50 km.

Durante los primeros estadios del crecimiento, la mayor parte de descargas volcánicas proceden de una chimenea central. A medida que un volcán madura, el material también tiende a emitirse desde las fisuras que se desarrollan a lo largo de los flancos, o en la base, del volcán. La actividad continuada de una erupción del flanco puede producir un pequeño **cono parásito** (*parasitus* = el que come en la mesa de otro). El Etna de Italia, por ejemplo, tiene más de 200 chimeneas secundarias, algunas de las cuales han formado conos parásitos. Sin embargo, muchas de estas chimeneas solo emiten gases y se denominan, con toda propiedad, **fumarolas** (*fumus* = humo).

Volcanes en escudo

Los **volcanes en escudo** se producen por la acumulación de lavas basálticas fluidas y adoptan la forma de una estructura ligeramente abovedada en forma de domo, amplia, que recuerda la forma del escudo de un guerrero (Figura 5.13). La mayoría de los volcanes en escudo empiezan en el fondo oceánico como montes submarinos,

FIGURA 5.12 Cráter del monte Vesubio, Italia. La ciudad de Nápoles está localizada al noroeste del Vesubio, mientras que Pompeya, la ciudad romana que fue enterrada por una erupción en el año 79 d. C., está localizada al sureste del volcán (NASA; imagen insertada de Krafft/Foto Researchers).

algunos de los cuales crecen lo suficiente como para formar islas volcánicas. De hecho, con la excepción de las islas volcánicas que se forman sobre las zonas de subducción, la mayoría de las otras islas oceánicas son o bien un volcán en escudo único o, más a menudo, la unión de dos o más escudos mediante cantidades masivas de coladas almohadilladas. Son ejemplos las Islas Canarias, las Islas Hawái, las Galápagos y la Isla de Pascua. Además algunos volcanes en escudo se forman sobre la corteza continental. En este grupo se encuentran varias estructuras volcánicas localizadas en el este de África.

Mauna Loa: un volcán en escudo clásico

Un estudio extenso de las Islas Hawái confirma que cada escudo se formó a partir de una miríada de coladas de lava basáltica de unos pocos metros de grosor entremezcladas con cantidades relativamente menores de material piroclástico eyectado. El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo superpuestos que constituyen juntos la isla Grande de Hawái (*véase* Figura 5.13). Desde su base, en el fondo del océano Pacífico, hasta su cima, la altura del Mauna Loa supera los 9 km, superando la del Everest. Esta pila masiva de roca basáltica tiene un volumen estimado de 40.000 km cúbicos, que fueron expulsados a lo largo de, aproximadamente, un millón de años. En comparación, el volumen del material que forma el Mauna Loa es unas 200 veces mayor que la cantidad que forma un cono compuesto grande como el monte Rainier (Figura 5.14). Aunque los volcanes en escudo que comprenden las islas suelen ser bastante grandes, algunos tienen un tamaño más modesto.

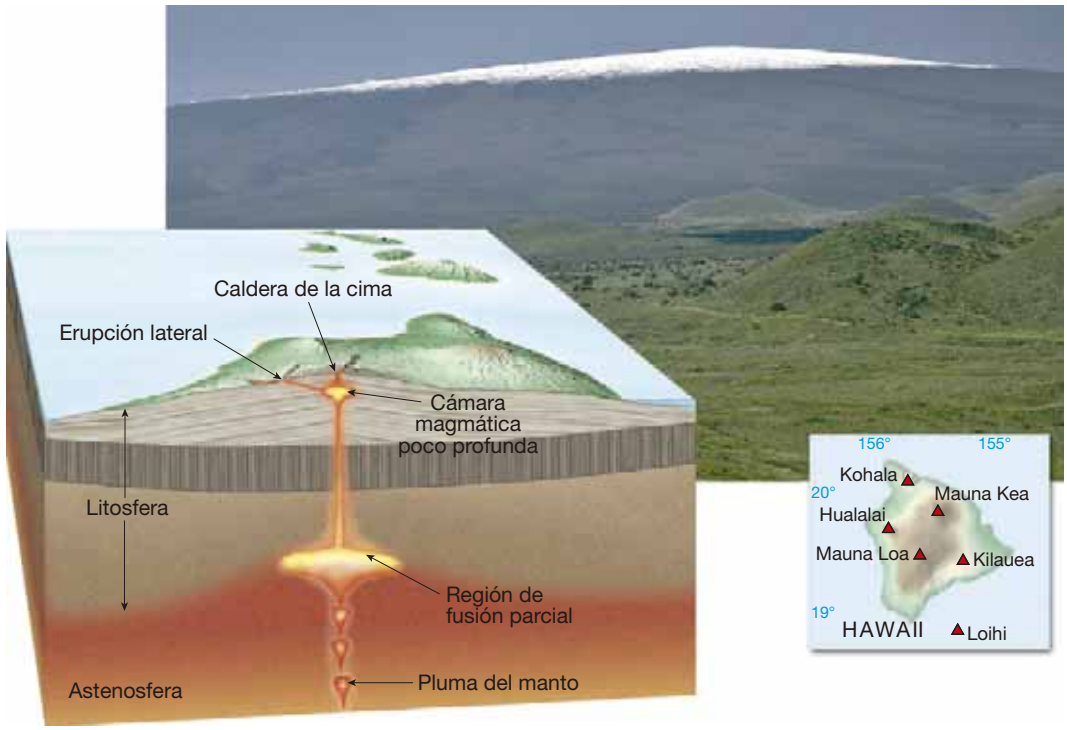


FIGURA 5.13. El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo que forman la isla de Hawái. Los volcanes en escudo se construyen fundamentalmente a partir de coladas de lava basáltica fluida y contienen solo un pequeño porcentaje de materiales piroclásticos (Foto de Greg Vaughn/Alamy).

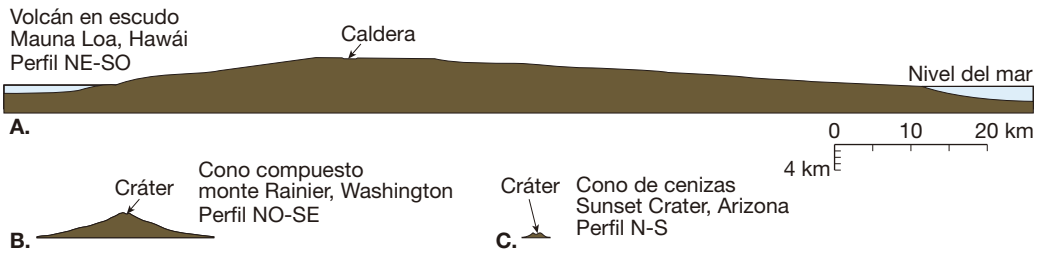


FIGURA 5.14. Perfiles que comparan las escalas de volcanes diferentes A. Perfil del Mauna Loa, Hawái, el mayor volcán en escudo de la cadena hawaiana. Obsérvese el tamaño en comparación con el monte Rainier, Washington, un gran cono compuesto. B. Perfil del monte Rainier, Washington. Nótese cómo hace pequeño a un cono de cenizas típico. C. Perfil de Sunset Crater, Arizona, un cono de cenizas típico de laderas empinadas.

Además, un millón estimado de volcanes submarinos (montes submarinos) basálticos de varios tamaños salpican el fondo oceánico.

Pese a su enorme tamaño, el Mauna Loa no es el volcán más grande conocido del Sistema Solar. El monte Olimpo, un enorme volcán marciano en escudo, tiene una altura de 25 km y un diámetro de 600 km (*véase* Capítulo 22).

Los flancos del Mauna Loa tienen pendientes suaves de solo unos pocos grados. El pequeño ángulo se produce porque la lava fluida muy caliente viaja —rápido y lejos— de la chimenea. Además, la mayor parte de la lava (quizá un 80 por ciento) fluye a través de un sistema bien desarrollado de tubos de lava (*véase* Figura 5.6). Esto aumenta mucho la distancia que la lava puede viajar antes de solidificarse. Por tanto, la lava emitida cerca de la cima a menudo alcanza el mar, añadiéndose así a la anchura del cono a expensas de su altura.

Otra característica común a muchos volcanes en escudo activos es una gran caldera con paredes empinadas que ocupa su cima (*véase* Figura 5.29). En los volcanes en escudo grandes, las calderas se forman al hundirse el techo por encima de la cámara magmática. Esto suele ocurrir a medida que se vacía el depósito de magma después de una gran erupción o conforme el magma migra hacia los flancos de un volcán para alimentar las erupciones fisurales.

En sus últimas etapas de crecimiento, la actividad en los escudos maduros es más esporádica y las erupciones piroclásticas, más frecuentes. Además, aumenta la viscosidad de las lavas, lo que provoca coladas más cortas y gruesas. Estas erupciones tienden a aumentar la pendiente de la ladera en el área de la cima, que a menudo se cubre con grupos de conos de ceniza. Esto explica por qué el Mauna Kea, un volcán más maduro que no ha entrado en erupción en los tiempos históricos, tiene una cima más empinada que el Mauna Loa, que entró en erupción en 1984. Los astrónomos están tan seguros de que el Mauna Kea está en declive que han construido en su cima un elaborado observatorio, que alberga algunos de los mejores (y más caros) telescopios del mundo.

Kilauea, Hawái: erupción de un volcán en escudo

El Kilauea, el volcán en escudo más activo y estudiado con más detalle del mundo, se encuentra en la isla de Hawái, en el costado del Mauna Loa. Se han observado más de 50 erupciones desde que se inició su registro en 1823. Algunos meses antes de cada fase eruptiva, el Kilauea se infla conforme el magma asciende gradualmente y se acumula en el depósito central situado a unos pocos kilómetros por debajo de la cima. Durante unas 24 h antes de una erupción, multitud de pequeños terremotos advierten de la actividad inminente.

La mayor parte de la actividad reciente del Kilauea sucedió a lo largo de los flancos del volcán en una región llamada la zona del rift oriental. Aquí, una erupción fisural en 1960 sumergió la población costera de Kapoho, situada a unos 30 km del origen. La erupción fisural más larga y mayor registrada en el Kilauea empezó en 1983 y continúa hasta hoy, sin signos de disminuir.

La primera descarga empezó a lo largo de una fisura de 6 km de longitud en la que se formó una «cortina de fuego» de 100 m de altura a medida que lava roja era expulsada hacia el cielo (Figura 5.15). Cuando se localizó la actividad, se había formado un cono de ceniza y salpicaduras al que se dio el nombre hawaiano *Puu Oo*. Durante

FIGURA 5.15. «Cortina» de lava expulsada a lo largo de la zona East Rift, Kilauea, Hawái (Foto de Greg Vaughn).

los tres años siguientes, el patrón eruptivo general consistía en periodos cortos (de horas a días) en los que se expulsaban fuentes de lava rica en gas hacia el cielo. Cada acontecimiento iba seguido de casi un mes de inactividad.

En el verano de 1986 se abrió una nueva chimenea hasta 3 km hacia abajo de la fisura. Aquí, la lava cordada de superficie lisa formó un lago de lava. En algunas ocasiones el lago se desbordaba, pero con más frecuencia la lava se escapaba a través de los túneles para alimentar las coladas cordadas que descendían por el flanco suroriental del volcán hacia el mar. Estas coladas destruyeron casi un centenar de casas rurales, cubrieron una carretera principal y acabaron desembocando en el mar. La lava se ha estado vertiendo de manera intermitente en el océano desde ese momento, añadiendo nueva superficie a la isla de Hawái.

Situado justo a 32 km de la costa meridional del Kilauea, un volcán submarino, el Loihi, también es activo. Sin embargo, debe recorrer otros 930 m antes de romper la superficie del océano Pacífico.

Evolución de las islas volcánicas

El Mauna Loa y el Kilauea se consideran volcanes en escudo típico, pero otras islas volcánicas del océano exhiben diferencias significativas. Los escudos basálticos que comprenden las islas Canarias, por ejemplo, han estado activos durante 20 millones de años. En comparación con los escudos hawaianos, tienen laderas más empinadas (20-30°) y tienden a expulsar lavas mucho más evolucionadas, lo que explica la abundancia de material piroclástico.

Pese a estas diferencias, la mayoría de los grandes escudos oceánicos tienen orígenes similares. Se forman sobre una pluma ascendente y antigua de roca caliente anclada en el manto. La fusión parcial provoca actividad volcánica en el fondo oceánico produciendo pilas de coladas de lava almohadillada que evolucionan a un volcán submarino. Por fin, unas pocas de estas estructuras emergen como islas volcánicas (Figura 5.16).

Una isla volcánica seguirá creciendo mientras esté localizada sobre un punto caliente. Sin embargo, a medida que la placa litosfera se aleja de la zona de fusión, la actividad volcánica cesa. Gradualmente, conforme la litosfera se enfría y se contrae, la isla empieza a subsidir. Las islas basálticas pequeñas sucumben a la subsidencia que las hace hundirse debajo del nivel del mar, por un lado, y a las fuerzas erosivas que aplanan sus cimas, por otro. Estas estructuras submarinas, que a menudo están recubiertas de depósitos de arrecifes de coral, se denominan **guyots**.

Cuando grandes montes submarinos entran en las zonas de subducción, actúan como obstáculos a la placa descendente. Como consecuencia, pueden desencadenar grandes terremotos o deslizamientos de derribos debajo del mar, que pueden crear las destructivas ondas sísmicas marinas denominadas *tsunamis*.

FIGURA 5.16. La isla de Surtsey se construyó sobre una base de coladas almohadilladas por erupciones volcánicas casi continuas entre 1963 y 1967. La isla se ha conservado como un laboratorio viviente, permitiendo a los científicos estudiar cómo las especies colonizan nuevas zonas continentales sin la interferencia del ser humano. En 2004, la isla albergaba 60 especies de plantas, 24 especies de hongos y 89 especies de aves (Foto de Arctic Images/Corbis).

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es el volcán más grande del mundo?

El Mauna Loa, localizado en la isla Grande de Hawái, se cree que es el volcán más grande sobre la Tierra. Pese a su enorme tamaño, el Mauna Loa no es el volcán más grande conocido del Sistema Solar. El monte Olimpo, un enorme volcán en escudo sobre Marte, tiene una altura de 25 km y una anchura de 600 km (*véase* Capítulo 24).

Conos de cenizas

Como su nombre sugiere, los **conos de cenizas** (también llamados **conos de escoria**) están construidos con fragmentos de lava proyectados que adoptan el aspecto de cenizas o escorias cuando empiezan a solidificarse durante su vuelo (Figura 5.17). Estos fragmentos piroclásticos tienen un tamaño que oscila entre la ceniza fina y las bombas, que pueden superar el metro de diámetro. Sin embargo, la mayor parte del volumen de un cono de ceniza consiste en lapilli de un tamaño entre un guisante a una nuez marcadamente vesiculares y de color negro a marrón rojizo. (Recordemos que estos fragmentos de roca vesicular se denominan *escoria*.) Aunque los conos de ceniza están formados mayoritariamente por material piroclástico suelto, a veces expulsan lava. En esas ocasiones, las descargas proceden más a menudo de las chimeneas situadas en la base o cerca de ella en lugar de proceder del cráter de la cima.

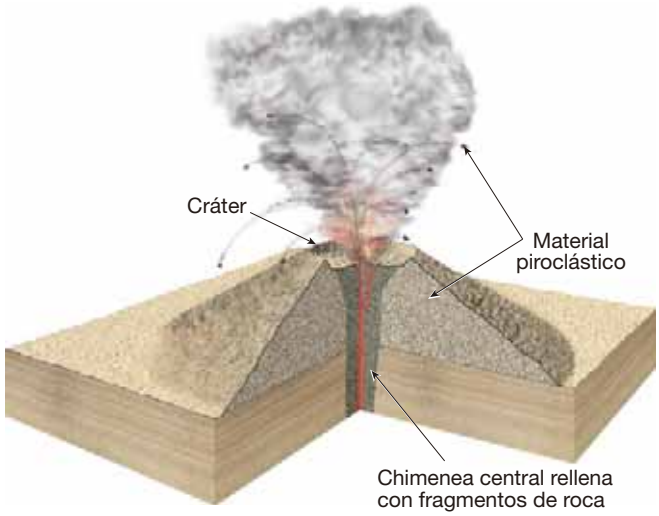


FIGURA 5.17. Los conos de cenizas se forman a partir de fragmentos de lava expulsada (sobre todo escorias y bombas) y suelen tener un altura inferior a 300 m.

Los conos de cenizas tienen formas características muy sencillas, condicionadas por el ángulo de reposo del material piroclástico suelto (Figura 5.18). Dado que las cenizas tienen un gran ángulo de reposo (el ángulo más empinado en el que el material permanece estable), los conos de cenizas jóvenes tienen pendientes empinadas, con laderas de entre 30 y 40°. Además, los conos de cenizas exhiben cráteres grandes y profundos en relación con el tamaño total de la estructura. Aunque son relativamente simétricos, muchos conos de cenizas son alargados y más altos por el lado por el que descendían los materiales durante las erupciones.

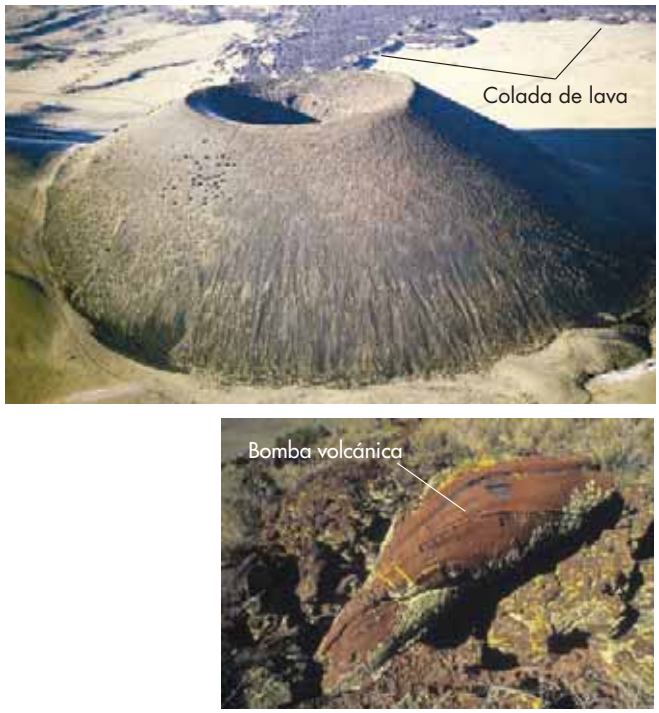


FIGURA 5.18. El cráter SP, un cono de cenizas situado en el campo volcánico San Francisco Peaks al norte de Flagstaff, Arizona. La colada de lava de la parte superior de la imagen se originó en la base del cono de cenizas. La foto insertada muestra una gran bomba en las pendientes del cráter SP (Fotos de Michael Collier).

La mayor parte de los conos de cenizas son fruto de un único episodio eruptivo corto. Según los resultados de un estudio, la mitad de todos los conos de cenizas examinados se había construido en menos de un mes, y el 95 por ciento se había formado en menos de un año. Sin embargo, en algunos casos, la actividad permanecía durante años. Parícutin, mostrado en la Figura 5.19, tuvo un ciclo eruptivo que duró nueve años. Una vez que el acontecimiento cesa, el magma del tubo que conecta la chimenea a la cámara magmática se solidifica y el volcán no vuelve a entrar en erupción. Como consecuencia de esta corta vida, los conos de cenizas son pequeños, normalmente entre 30 y 300 m y rara vez superan los 700 m de altura.

Los conos de cenizas se encuentran a millares en todo el mundo. Algunos están situados en campos volcánicos como el que se halla cerca de Flagstaff, Arizona, que está formado por unos 600 conos. Otros son conos parásitos situados en los flancos de volcanes más grandes.

Parícutin: vida de un cono de cenizas de variedad jardín

Uno de los escasos volcanes que los geólogos han estudiado desde su mismísimo inicio es el cono de cenizas denominado Parícutin, situado a unos 320 km al oeste de la ciudad de México. En 1943, empezó su fase eruptiva en un campo de maíz propiedad de Dionisio Pulido, quien presenció el acontecimiento mientras preparaba el campo para el cultivo.

Durante dos semanas antes de la primera erupción, numerosos temblores de tierra atemorizaron al pueblo cercano de Parícutin. A continuación, el 20 de febrero, empezaron a salir gases sulfurosos de una pequeña depresión que había estado en el maizal durante todo el tiempo que la gente podía recordar. Por la noche, fragmentos de roca incandescente y caliente lanzados al aire desde el agujero produjeron una espectacular exhibición de fuegos artificiales. Las descargas explosivas continuaron, lanzando de vez en cuando fragmentos calientes y cenizas a una altura de hasta 6.000 m al aire. Los fragmentos mayores caían cerca del cráter, algunos permanecían incandescentes mientras descendían rodando por la ladera. Estos construyeron un cono de aspecto estéticamente agradable, mientras que la ceniza más fina caía sobre un área mucho mayor, quemando y, por fin, cubriendo el pueblo de Parícutin. Durante el primer día, el cono creció hasta 40 m y el quinto día alcanzaba 100 m de altura.

FIGURA 5.19. La localidad de San Juan Parangaricutiro cubierta por lava aa del Parícutin, que aparece al fondo. Solo quedan las torres de la iglesia (Foto de Tad Nichols).

FIGURA 5.20. Vista aérea del monte Shasta, California, uno de los conos compuestos más grandes de la cordillera Cascade (Foto cortesía de U.S. Geological Survey).

La primera colada de lava procedía de una fisura que se abrió justo al norte del cono, pero después de unos pocos meses empezaron a surgir coladas de la base del mismo cono. En junio de 1944, una colada de escorias de tipo aa de 10 m de espesor cubrió gran parte del pueblo de San Juan Parangaricutiro, dejando únicamente a la vista la torre de la iglesia (*véase* Figura 5.19). Después de nueve años de explosiones piroclásticas intermitentes y una descarga casi continua de lava de las chimeneas de la base, la actividad cesó casi tan rápidamente como había empezado. En la actualidad, el Parícutin no es más que otro de los numerosos conos de cenizas inactivos que salpican el paisaje de esta región de México. Como los otros, no volverá a hacer erupción.

Conos compuestos

Los volcanes más pintorescos aunque potencialmente peligrosos de la Tierra son los **conos compuestos** o **estratovolcanes**. La mayoría se encuentra en una zona relativamente estrecha que rodea el océano Pacífico, a la que se denomina con mucha propiedad, el *anillo de fuego* (*véase* Figura 5.37). Esta zona activa consiste en una cadena de volcanes continentales que se distribuyen a lo largo de la costa occidental de las Américas, incluidos los grandes conos de los Andes, en Sudamérica, y la cordillera Cascade, del oeste de Estados Unidos y Canadá. Este último grupo incluye el monte Santa Helena, el monte Shasta y el monte Garibaldi (Figura 5.20). Las regiones más activas del Anillo de Fuego se encuentran a lo largo de cinturones curvados de conos volcánicos adyacentes a las fosas oceánicas profundas del pacífico septentrional y occidental. Esta cadena casi continua de volcanes se extiende desde las islas Aleutianas hasta el Japón y las Filipinas y acaba en la isla Norte de Nueva Zelanda. Estas impresionantes estructuras volcánicas son manifestaciones de procesos que ocurren en el manto en asociación con las *zonas de subducción*.

El cono compuesto clásico es una gran estructura, casi simétrica, formada por capas alternas de escorias y cenizas explosivamente expulsadas entremezcladas con coladas de lava. Unos pocos conos compuestos, por ejemplo el Etna y el Estrómboli de Italia, exhiben actividad eruptiva muy persistente y se ha observado lava fundida en sus cráteres de cima durante décadas. El Estrómboli es tan bien conocido por sus erupciones que arrojan gotas incandescentes de lava y se le ha denominado el «Faro del Mediterráneo». El monte Etna, por otro lado, ha hecho erupción, como media, una vez cada dos años desde 1979 (*véase* foto de Apertura del Capítulo).

Exactamente igual que los volcanes en escudo deben su forma a las lavas basálticas fluidas, los conos compuestos reflejan la naturaleza viscosa del material del que están hechos. En general, los conos compuestos son fruto de magma rico en gas con una composición andesítica. Sin embargo, muchos conos compuestos

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuántos volcanes activos hay en el mundo?

Se ha estimado que hay más de 800 volcanes activos. Este número incluye solo los volcanes con erupciones que se han registrado. Al menos otros 700 conos exhiben evidencias geológicas de haber entrado en erupción en los últimos 10.000 años y se consideran potencialmente activos. Por otro lado, innumerables volcanes submarinos activos están ocultos a la vista en las profundidades oceánicas y no se incluyen en estas cifras.

emiten también cantidades diversas de lava basáltica fluida y, en ocasiones, material piroclástico que tiene composición riolítica. En relación con los escudos, los magmas ricos en sílice típicos de los conos compuestos generan lavas viscosas y de gran espesor que recorren menos de unos pocos kilómetros. Además, los conos compuestos pueden generar erupciones explosivas que expulsan grandes cantidades de material piroclástico.

Una forma cónica, con un área de la cima empinada y flancos más gradualmente inclinados, es típica de muchos conos compuestos grandes. Este perfil clásico, que adorna calendarios y postales, es en parte consecuencia de cómo las lavas viscosas y las expulsiones piroclásticas contribuyen al crecimiento del cono. Los fragmentos gruesos expulsados desde el cráter de la cima tienden a acumularse cerca de su origen. Debido a su gran ángulo de reposo, los materiales gruesos contribuyen a las inclinaciones empinadas de la zona de la cima. Por otro lado, las expulsiones más finas se depositan como una capa fina por encima de un área extensa, lo cual sirve para allanar el flanco del cono. Además, durante las primeras etapas del crecimiento, las lavas tienden a ser más abundantes y a fluir a distancias más largas de la chimenea que las lavas posteriores en la historia del volcán. Esto contribuye a la base ancha del cono. Conforme el volcán madura, las coladas cortas procedentes de la chimenea central sirven para blindar y fortalecer el área de la cima. Por consiguiente, puede haber laderas empinadas que superan los 40°. Dos de los conos más perfectos (el monte Mayon de las Filipinas y el Fujiyama en Japón) exhiben la forma clásica que cabe esperar de un cono compuesto, con su cima empinada y los flancos suavemente inclinados (Figura 5.21).

FIGURA 5.21. El Fujiyama de Japón exhibe la forma clásica de un cono compuesto: cima empinada y flancos en pendiente suave (Foto de Koji Nakano/Getty Images/Sebun).

Pese a las formas simétricas de muchos conos compuestos, la mayoría tiene una historia compleja. Los grandes montículos de derrubios volcánicos que rodean estas estructuras proporcionan pruebas de que grandes secciones del volcán se deslizaron descendiendo por la ladera como un deslizamiento masivo. Otros desarrollan depresiones en forma de herradura en sus cimas como consecuencia de las erupciones laterales explosivas, como ocurrió durante la erupción de 1980 del monte Santa Helena A menudo, ha tenido lugar tanta reconstrucción desde estas erupciones que no queda ninguna huella de la cicatriz en forma de anfiteatro.

Muchos conos compuestos tienen numerosos conos parásitos pequeños en sus flancos, mientras que otros, como el Cráter Lake, han sido truncados por el hundimiento de su cima (Figura 5.22). Aún otros, tienen un lago en su cráter que puede estar caliente y fangoso. Dichos lagos son muy ácidos debido al influjo de los gases de azufre y de cloro que reaccionan con el agua para producir ácido sulfúrico (H_2SO_4) y clorhídrico (HCl).

VIVIR A LA SOMBRA DE UN CONO COMPUESTO

En los últimos 200 años, han entrado en erupción más de 50 volcanes en Estados Unidos (Figura 5.23). Afortunadamente las más explosivas de esas erupciones sucedieron en regiones muy poco habitadas de Alaska. A escala mundial, han tenido lugar numerosas erupciones destructivas durante los últimos miles de años, algunas de las cuales pueden haber influido en el curso de la civilización humana (Recuadro 5.3).

FIGURA 5.22. Cráter Lake de Oregón se formó en una caldera después de una erupción prehistórica y el hundimiento de lo que una vez fue un cono compuesto prominente, que conocemos ahora como Monte Mazama (Foto de Michael Collier).

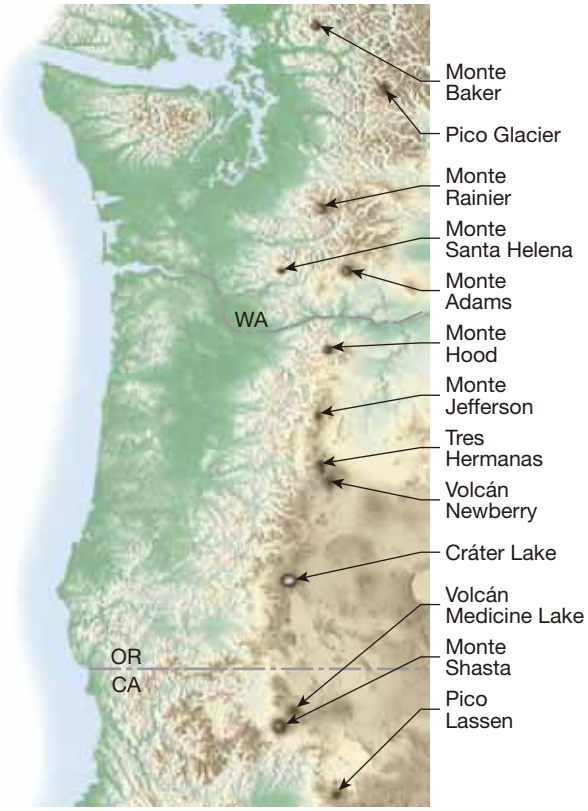


FIGURA 5.23. De los 13 volcanes potencialmente activos de la cordillera Cascade, 11 han hecho erupción en los últimos 4.000 años y 7 en solo los últimos 200 años. Más de 100 erupciones, la mayoría de las cuales fueron explosivas, han sucedido en los últimos 4.000 años. El monte Santa Helena es el volcán más activo de la cordillera Cascade. Sus erupciones han oscilado entre expulsiones de lava relativamente tranquilas a acontecimientos explosivos mucho mayores que el del 18 de mayo de 1980.

A.

B.

FIGURA 5.24. La ciudad romana de Pompeya fue destruida en el año 79 a. C. durante una erupción del monte Vesubio. A. Ruinas de Pompeya. La excavación empezó en el siglo XIX y continúa todavía. B. Moldes de escayola de diversas víctimas de la erupción del monte Vesubio en el año 79 d.C. (Foto A de Roger Ressmeyer, Foto B de Leonard von Matt/Photo Researchers, Inc.).

Erupción del Vesubio, 79 d.C.

Un acontecimiento de proporciones históricas fue la erupción, en el año 79 d.C., del volcán italiano que ahora llamamos Vesubio. Antes de esta erupción, el Vesubio había estado dormido durante siglos y había viñedos adornando sus solanas. Sin embargo, el 24 de agosto la tranquilidad acabó y, en menos de 24 h, la ciudad de Pompeya (cerca de Nápoles) y más de 2.000 de sus 20.000 habitantes desaparecieron. Algunos quedaron sepultados debajo de una capa de pumita de casi 3 m de espesor, mientras otros quedaron encajados en una capa de cenizas (Figura 5.24B). Permanecieron así durante casi diecisiete siglos, hasta que se excavó la ciudad, dando a los arqueólogos una imagen magníficamente detallada de la vida en la antigua Roma (Figura 5.24A).

Conciliando los registros históricos con los estudios científicos detallados de la región, los vulcanólogos han recompuesto la cronología de la destrucción de Pompeya. Es muy probable que la erupción empezara con descargas de vapor la mañana del 24 de agosto. A primeras horas de la tarde las cenizas finas y los fragmentos de pumita formaron una nube eruptiva alta que emanaba del Vesubio. Poco después, los derrubios de esta nube empezaron a llover sobre Pompeya, situada a 9 km a favor del viento del volcán. Muchas personas huyeron durante esta primera fase de la erupción. Durante las horas siguientes, cayeron sobre Pompeya fragmentos de pumita de hasta 5 centímetros. Según un registro histórico de esta erupción, las personas que vivían más alejadas de Pompeya se ataron almohadas a la cabeza para esquivar los fragmentos que volaban.

La lluvia de pumita continuó durante varias horas, acumulándose a una velocidad de 12 a 15 centímetros por hora. La mayoría de los techos de Pompeya acabaron cediendo. Pese a la acumulación de más de 2 m de pumita, es probable que muchas de las personas que no habían salido de Pompeya estuvieran vivas todavía la mañana del 25 de agosto. Entonces, de repente y de una

manera inesperada, una oleada de polvo y gas ardientes descendió con rapidez por los flancos del Vesubio. Se calcula que esta oleada mató a 2.000 personas que de alguna manera habían conseguido sobrevivir a la caída de pumita. La mayoría murió al instante por la inhalación de gases calientes cargados de cenizas. Sus restos quedaron rápidamente enterrados por la ceniza que caía, que la lluvia cimentó en una masa dura antes de que sus cuerpos tuvieran tiempo de descomponerse. La posterior descomposición de los cuerpos produjo cavidades en la ceniza solidificada que reproducían exactamente sus formas y, en algunos casos, se conservaron incluso las expresiones faciales. Los excavadores del siglo XIX encontraron estas cavidades y crearon moldes de los cadáveres echando escayola en los huecos (Figura 5.24B).

En la actualidad, el Vesubio destaca sobre la línea del cielo napolitano. Esta imagen debería llevarnos a considerar cómo podríamos gestionar las crisis volcánicas en el futuro.

Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal

Una de las fuerzas más destructivas de la naturaleza son las **coladas piroclásticas,** constituidas por gases calientes infundidos con cenizas y fragmentos de lava más grandes incandescentes. También conocidas como **nubes ardientes** (o *avalanchas incandescentes*), estas coladas de fuego son capaces de correr por las empinadas laderas volcánicas a velocidades que pueden superar los 200 km por hora (Figura 5.25). Las nubes ardientes están compuestas por dos partes: una nube de baja densidad de gases calientes en expansión que contiene partículas de ceniza finas y una porción que se aferra al suelo y contiene la mayor parte del material de la colada.

Impulsados por la fuerza de la gravedad, los flujos piroclásticos tienden a moverse de forma similar a como lo hacen las avalanchas de nieve. Son movilizados por los gases volcánicos liberados de los fragmentos de lava y por la expansión del aire caliente que es alcanzado y atrapado en el frente en movimiento. Estos gases reducen la fricción entre los fragmentos y el suelo. El fuerte flujo turbulento es otro mecanismo importante que contribuye al transporte de los fragmentos de ceniza y de pumita pendiente abajo en un ambiente casi carente de fricción (Figura 5.25). Esto ayuda a explicar por qué algunos depósitos de nubes ardientes se encuentran a más de 100 km de su fuente.

A veces, potentes ráfagas calientes que transportan cantidades pequeñas de ceniza se separan del cuerpo principal de una colada piroclástica. Estas nubes de baja densidad, denominadas *oleadas*, pueden ser mortíferas, pero rara vez tienen suficiente fuerza como para destruir edificios a su paso. No obstante el 3 de junio de 1991, una nube caliente de cenizas procedente del volcán Unzen de Japón engulló y enterró centenares de casas y movió coches hasta 80 m.

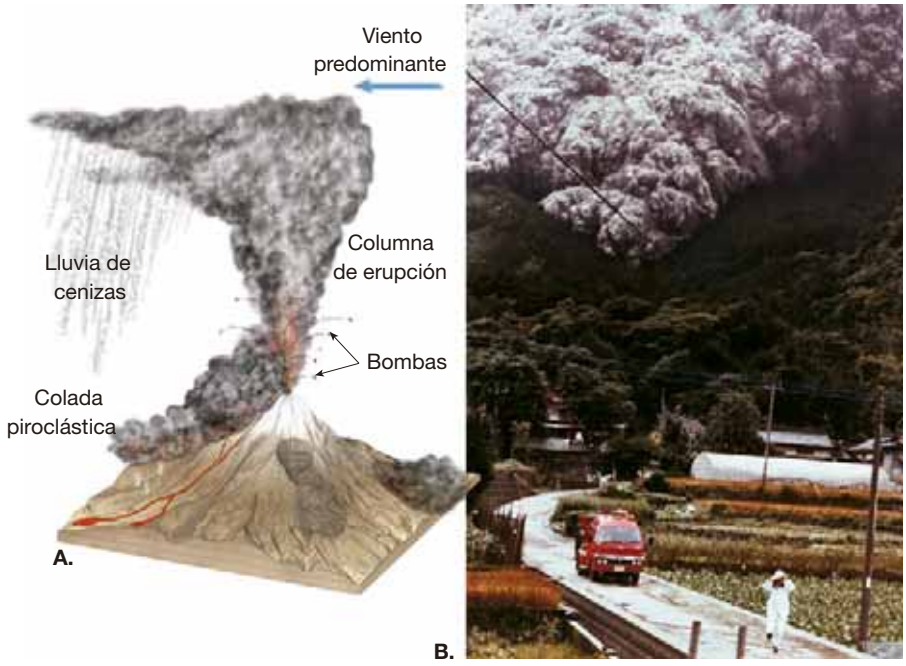


FIGURA 5.25. Coladas piroclásticas. A. Ilustración de una colada de pumita y cenizas ardiente bajando a toda velocidad por la pendiente de un volcán. B. Colada piroclástica bajando rápidamente por la pendiente de un monte en una ciudad japonesa (Foto de Yomiui/AP Photo).

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

El continente perdido de Atlántida

RECUADRO 5.3

Los antropólogos han propuesto que una erupción catastrófica en la isla de Santorini (también llamada Tera) contribuyó al hundimiento de la avanzada civilización minoica, centrada en torno a Creta, en el mar Egeo (Figura 5.C). Este acontecimiento también dio origen a la leyenda perdurable del continente perdido de la Atlántida. Según un escrito del filósofo griego Platón, un imperio insular llamado Atlántida fue absorbido por el mar en un día y una noche. Aunque la conexión entre la Atlántida de Platón y la civilización minoica es algo tenue, no hay duda de que una erupción catastrófica tuvo lugar en Santorini alrededor del año 1.600 a.C.

Esta erupción generó una *columna eruptiva* alta y ondulante compuesta por grandes cantidades de materiales piroclásticos. Llovieron ceniza y pumita procedentes de esta pluma durante varios días y el paisaje circundante acabó cubierto a una profundidad máxima de 60 metros. Una ciudad minoica cercana, ahora llamada Akrotiri, quedó enterrada y sus restos permanecieron ocultos hasta 1967, cuando los arqueólogos empezaron a investigar la zona. La localización de bellas jarras de cerámica y pinturas murales elaboradas indica que Akrotiri daba cobijo a una sociedad rica y sofisticada.

Tras la expulsión de esta gran cantidad de material, la cima del Santorini se hundió, produciendo una caldera de 8 kilómetros de diámetro. En la actualidad este volcán, antes majestuoso, consiste en cinco pequeñas islas. La erupción y el hundimiento del Santorini generaron grandes olas marinas (*tsunamis*) que provocaron la destrucción generalizada de las poblaciones costeras de Creta y las islas cercanas situadas al norte.

¿Fue esta erupción la principal causa de la descomposición de esta gran civilización, como sugieren algunos expertos, o solo uno de los muchos factores desencadenantes? ¿Fue Santorini el continente insular de la Atlántida descrito por Platón? Cualesquiera que sean las respuestas a estas preguntas, es claro que el vulcanismo puede cambiar drásticamente el curso de los acontecimientos humanos.

FIGURA 5.C. Mapa que muestra los restos de la isla volcánica de Santorini después de que la parte superior del cono se hundiera en la cámara magmática vacía tras una erupción explosiva. Se muestra la localización de la población minoica recientemente excavada de Akrotiri. Las erupciones volcánicas durante los últimos 500 años formaron las islas centrales. Pese a la posibilidad de que se produzca otra erupción destructiva, la ciudad de Fira se edificó en los flancos de la caldera (Fotografía cortesía de la NASA).

Las coladas piroclásticas pueden originarse en una variedad de ámbitos volcánicos. Algunas se producen cuando una potente erupción lanza material piroclástico fuera de la ladera de un volcán, la erupción del monte Santa Helena en 1980, por ejemplo. Más a menudo, sin embargo, las nubes ardientes son generadas por el hundimiento de altas columnas de erupción durante un acontecimiento explosivo. Cuando la gravedad acaba superando el impulso ascendente inicial proporcionado por los gases que escapan, los materiales expulsados empiezan a caer, lanzando cantidades masivas de bloques incandescentes, cenizas y pumita que caen en cascada por la pendiente.

En resumen, las coladas piroclásticas son una mezcla de gases calientes y materiales piroclásticos que se desplazan a lo largo del suelo, impulsadas fundamentalmente por la gravedad. En general, las coladas rápidas y muy turbulentas pueden transportar partículas finas durante 100 km de distancia.

La destrucción de San Pedro

En 1902, una nube ardiente infame procedente de la montaña Pelée, un pequeño volcán de la isla caribeña de la Martinica, destruyó la ciudad portuaria de San Pedro. Aunque la principal colada piroclástica estuvo en gran medida confinada al valle del río Blanche, la ardiente oleada se expandió al sur del río y rápidamente engulló la ciudad entera. La destrucción ocurrió en minutos y fue tan devastadora que murieron casi los

28.000 habitantes de San Pedro. Solo una persona de las afueras de la ciudad (un preso protegido en un calabozo) y unas pocas personas que estaban en barcos en el muelle se salvaron (Figura 5.26).

A los pocos días de esta erupción desastrosa, los científicos llegaron al escenario. Aunque San Pedro estaba cubierta por solo una fina capa de derrubios volcánicos, descubrieron que los muros de mampostería de casi un metro de grosor habían sido derribados como fichas de dominó; las raíces de los grandes árboles estaban boca arriba y los cañones habían sido arrancados de sus soportes. Otro recuerdo de la fuerza destructiva de esta nube ardiente se conserva en las ruinas del hospital psiquiátrico. Una de las inmensas sillas de acero que se habían utilizado para confinar a los pacientes alcohólicos se puede ver hoy, retorcida, como si estuviera hecha de plástico.

Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos

Además de sus violentas erupciones, los grandes conos compuestos pueden producir un tipo de corriente de barro muy fluida denominada por su nombre indonesio **lahar**. Estas destructivas coladas se producen cuando los derrubios volcánicos se saturan de agua y se mueven rápidamente pendiente abajo por las laderas volcánicas, siguiendo normalmente los valles de los ríos y los arroyos. Algunos lahares se desencadenan cuando el magma se sitúa cerca de la superficie, haciendo que se derritan grandes volúmenes de hielo y nieve. Otros se producen cuando una lluvia intensa satura los depósitos volcánicos meteorizados. Por tanto, pueden aparecer lahares aun cuando un volcán *no* esté en erupción.

Cuando el monte Santa Helena hizo erupción en 1980, se formaron varios lahares. Estas corrientes y las avenidas que las acompañaron fueron pendiente abajo hacia los valles del río a velocidades que superaban los 30 km por hora. Estos violentos ríos de lodo destruyeron o dañaron seriamente casi todas las casas y puentes que encontraban en su camino. Por fortuna, el área no estaba densamente poblada (Figura 5.27).

En 1985 se produjeron lahares mortales durante una pequeña erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 m situado en los Andes colombianos. El material piroclástico caliente fundió el hielo y la nieve que cubrían la montaña e hizo descender torrentes de cenizas y derrubios a los tres principales valles fluviales que flanquean el volcán. Alcanzando velocidades de 100 km por hora, estas corrientes de barro se llevaron de una manera trágica 25.000 vidas.

Muchos consideran que el monte Rainier, en Washington, es el volcán más peligroso de Estados Unidos, porque, como el Nevado del Ruiz, tiene un

FIGURA 5.26. La foto de la izquierda muestra San Pedro con el aspecto que presentaba poco después de la erupción del monte Pelée, 1902 (Reproducido de la colección de la Biblioteca del Congreso). La foto de la derecha muestra San Pedro antes de la erupción. Muchos barcos están anclados en la costa como ocurrió el día de la erupción (Foto cortesía de Granger Collection, Nueva York).

FIGURA 5.27. Los lahares son coladas de barro que se originan en las pendientes volcánicas. Este lahar descendió a gran velocidad por el Muddy River, localizado al sudeste del Monte Santa Helena tras la erupción del 18 de mayo de 1980. La altura de esta colada de barro quedó registrada en los troncos de los árboles (Foto de Lyn Topinka/U.S. Geological Survey).

grueso manto de nieve y hielo durante todo el año. Se añade al riesgo el hecho de que 100.000 personas viven en los valles que rodean el Rainier y se han construido muchas casas en los depósitos dejados por lahares que fluyeron pendiente abajo del volcán hace centenares o millares de años. Una erupción futura, o quizás solamente un periodo de precipitaciones intensas, puede producir lahares que probablemente seguirán caminos parecidos.

OTRAS FORMAS VOLCÁNICAS

La estructura volcánica más obvia es el cono. Pero relieves distintivos e importantes están asociados también con la actividad volcánica.

Calderas

Las **calderas** (*caldaria* = cazo) son grandes depresiones con diámetros que superan el kilómetro y tienen una forma algo circular. (Las depresiones con menos de un kilómetro de diámetro se llaman *calderas de colapso.*) La mayoría de calderas se forman por uno de los procesos siguientes: 1) el hundimiento de la cima de un volcán compuesto grande después de una erupción explosiva de fragmentos de pumita rica en sílice y cenizas (*calderas tipo Crater Lake)*; 2) el hundimiento de la parte superior de un volcán en escudo provocado por un drenaje subterráneo desde una cámara magmática central (*calderas de tipo hawaiano)*, y 3) el hundimiento de una gran área, provocado por la descarga de volúmenes colosales de pumita rica en sílice y cenizas a lo largo de las fracturas en anillo (*calderas tipo Yellowstone)*.

Calderas de tipo Crater Lake

El Crater Lake, Oregón, se encuentra en una caldera con un diámetro máximo de 10 km y 1.175 m de profundidad. Esta caldera se formó hace unos 7.000 años, cuando un cono compuesto, que después se llamó monte Mazama, expulsó de una manera violenta entre 50 y 70 km cúbicos de material piroclástico (Figura 5.28). Con la pérdida de soporte, se hundieron 1.500 m de la cima de este cono, que había sido prominente. Después del hundimiento, el agua de la lluvia llenó la caldera (Figura 5.28). La actividad volcánica posterior construyó un pequeño cono de cenizas en el lago. En la actualidad, este cono, llamado Isla Wizard, representa un recuerdo mudo de la actividad del pasado.

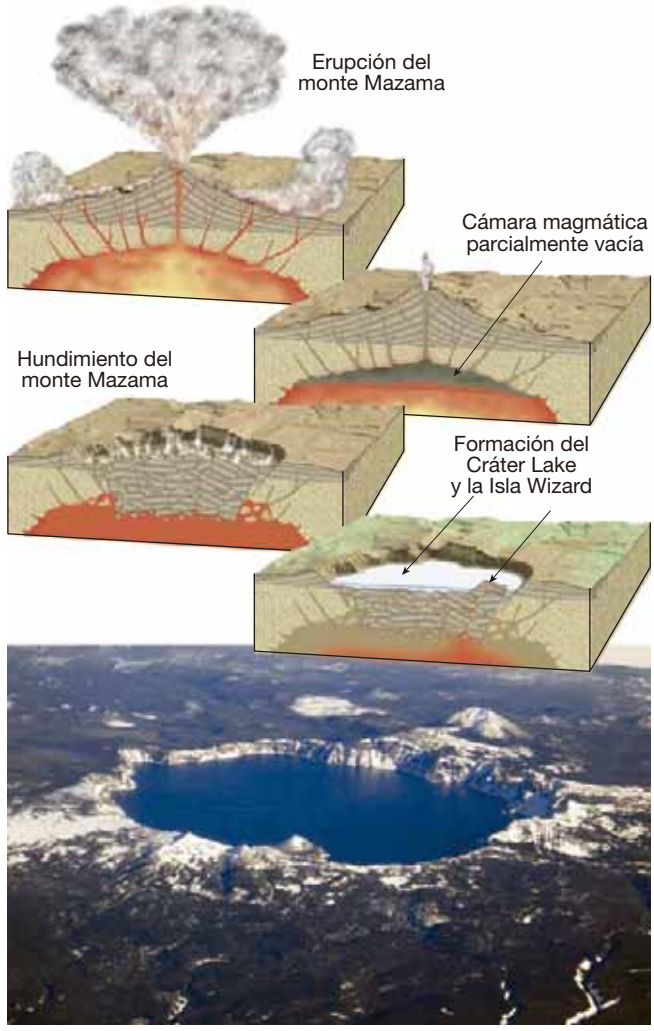


FIGURA 5.28. Secuencia de acontecimientos que formaron el Crater Lake, Oregón. Hace alrededor de 7.000 años, una violenta erupción vació parcialmente la cámara magmática causando el hundimiento de la cima del primitivo monte Mazama. La lluvia y el agua subterránea contribuyeron a formar el Crater Lake, el lago más profundo de Estados Unidos. Las erupciones subsiguientes produjeron el cono de cenizas denominado Isla Wizard (De H. Willianms, *The ancient volcanoes of Oregon.* Foto cortesía de U.S. Geological Survey).

Calderas de tipo hawaiano

Aunque algunas calderas se producen por *hundimiento después de una erupción explosiva*, muchas no se crean así. Por ejemplo, los volcanes en escudo activos de Hawái, el Mauna Loa y el Kilauea, tienen grandes calderas en sus cimas. La del Kilauea mide 3,3 km por 4,4 km y tiene 150 m de profundidad (Figura 5.29). Las paredes de esta caldera son casi verticales y, como consecuencia, parece un enorme hoyo de fondo casi plano. La caldera del Kilauea se formó por subsidencia gradual de la cima conforme el magma drenaba de una manera lenta y lateralmente desde la cámara magmática central hacia una zona de rift oriental, dejando la cima sin soporte.

Calderas de tipo Yellowstone

Las erupciones históricas y destructivas del monte Santa Helena y el Vesubio palidecen en comparación con lo que ocurrió hace 630.000 años en la región que ahora ocupa el Yellowstone National Park, cuando se expulsaron alrededor de 1.000 km cúbicos de material piroclástico. Esta supererupción envío duchas de ceniza a regiones tan alejadas como Golfo de México y acabaron produciendo una caldera de 70 km de diámetro. También produjo el *Lava Creek Tuff*, un depósito de ceniza endurecido que tiene un espesor de 400 m en algunos lugares. Son vestigios de esta actividad los numerosos géiseres y las aguas termales de la región.

Teniendo en cuenta el volumen extraordinario de material expulsado, los investigadores han determinado que las cámaras magmáticas asociadas con las calderas de tipo Yellowstone deben ser igualmente monstruosas. A medida que se acumula cada vez más magma, la presión dentro de la cámara magmática empieza a superar la presión ejercida por el peso de las rocas situadas encima (Figura 5.30A). La erupción se produce cuando el magma rico en gases asciende por los estratos suprayacentes lo suficiente como para crear fracturas verticales que se extienden hasta la superficie. El magma sube con fuerza a lo largo de estas fracturas formando una erupción en anillo (Figura 5.30B). Con la pérdida de apoyo, el techo de la cámara magmática se hunde forzando incluso más magma rico en grasas hacia la superficie.

Las erupciones que forman las calderas son de proporciones colosales, expulsando grandes volúmenes de materiales piroclásticos, principalmente en forma de cenizas y fragmentos de pumita. Normalmente estos materiales forman una colada piroclástica que barre el paisaje destruyendo los seres vivos que encuentra a su paso. Después de detenerse, los fragmentos calientes de cenizas y pumita se funden, formando una toba soldada muy parecida a una colada de lava solidificada. Pese al

FIGURA 5.29. La caldera en la cima del Kilauea mide 3,3 × 4,4 kilómetros y tiene una profundidad de 150 m. Las coladas más recientes son oscuras, mientras que las más antiguas son pálidas debido a que el hierro de la lava se oxida a toda velocidad. El Halema uma'u, el cráter de la parte sudoccidental de la caldera, se llenó con lava fundida en 1924, hace muy poco (Foto cortesía de la NASA).

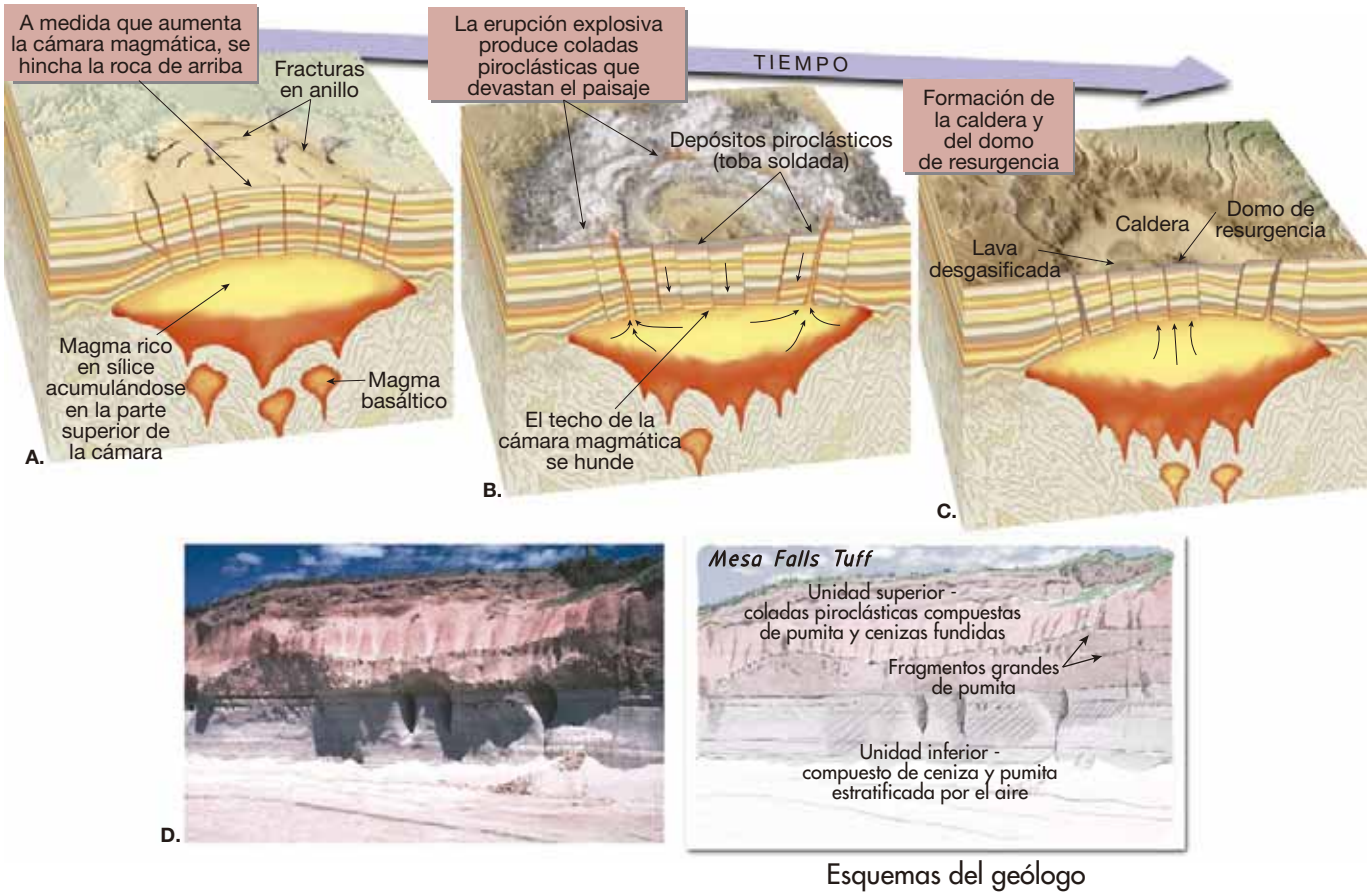


FIGURA 5.30. Formación de una caldera de tipo Yellowstone. **A.** El lento emplazamiento de un magma rico en sílice muy evolucionado provoca la hinchazón y la ruptura de las capas de la roca situadas por encima, produciendo un conjunto de *fracturas en anillo*. **B**. Súbitamente hacen erupción centenares de miles de kilómetros cúbicos de magma, la mayoría a lo largo de las fracturas en anillo. Conforme asciende el magma, produce una nube ardiente de ceniza y gases, denominada *colada piroclástica*. Esta colada puede viajar centenares de kilómetros, devastando el paisaje del entorno, a menudo enterrándolo bajo decenas de metros de cenizas. Con la pérdida de soporte, el techo de la cámara magmática se hunde. **C.** Después de la erupción principal, a menudo hace erupción lava desgasificada en la caldera. Las calderas más grandes experimentan también un largo período de lento elevamiento que produce una región central elevada, denominada *domo de resurgencia*. **D.** Mesa Falls Tuff es la intermedia de tres depósitos de coladas piroclásticas riolíticas fundamentalmente fundidas que fueron generadas por erupciones en la zona Yellowstone. Según la datación radiométrica, esta lámina extensa de cenizas y pumita se depositó como consecuencia de una erupción masiva que se produjo hace unos 1.200 millones de años. En algunos lugares, el Mesa Falls Tuff tiene un espesor de más de 100 m (Fotografía de Robert L. Christianson/U.S Geological Survey).

inmenso tamaño de estas calderas, sus erupciones son breves: duran horas o quizás unos pocos días.

Un rasgo distintivo de las erupciones que producen grandes calderas es un lento levantamiento, o *resurgencia*, del fondo de la caldera después de una fase eruptiva (Figura 5.30C). Por tanto, estas estructuras son depresiones grandes algo circulares con una región central elevada. Las calderas grandes tienden a exhibir una historia eruptiva compleja. En la región de Yellowstone, por ejemplo, han tenido lugar tres episodios de formación de calderas durante los últimos 2,1 millones de años. El más reciente (630.000 años) fue seguido de efusiones episódicas de lavas riolíticas y basálticas. Las pruebas geológicas sugieren que todavía existe un depósito de magma debajo de Yellowstone; por tanto, otra erupción formadora de calderas es probable, pero no inminente.

A diferencia de las calderas asociadas con volcanes en escudo o conos compuestos, estas depresiones son tan grandes y poco definidas que muchas permanecieron sin detectar hasta que se dispuso de imágenes aéreas, o de satélite, de gran calidad (Figura 5.31). Otros ejemplos de calderas grandes localizadas en Estados Unidos son la *Caldera Long Valley* de California, la caldera LaGarita, situada en las montañas San Juan del sur de Colorado, y la *Caldera Valles* al oeste de los Álamos, Nuevo México. Estas calderas y otras similares encontradas por todo el mundo son las estructuras volcánicas que hay sobre la Tierra. Los vulcanólogos han comparado su fuerza destructiva con la del impacto de un pequeño asteroide. Por fortuna, no se ha producido ninguna erupción de este tipo en épocas históricas.

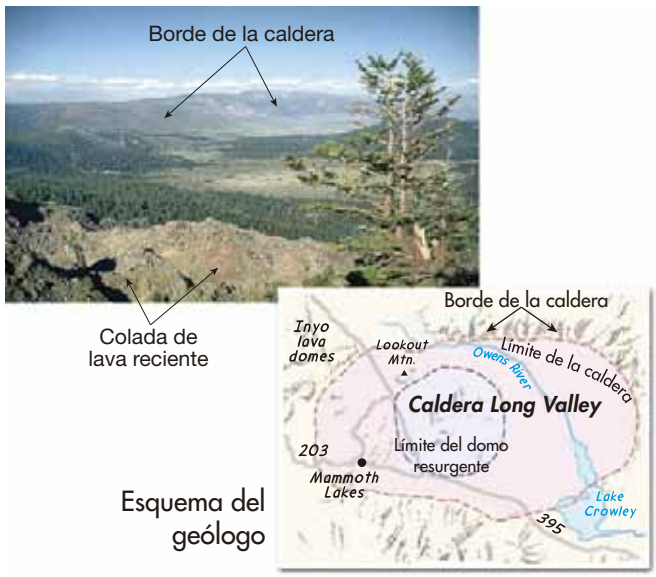


FIGURA 5.31. Caldera Long Valley. Esta vista es hacia el este mirando a través de la porción septentrional de la caldera. La caldera Long Valley se creó hace 760.000 años por la enorme erupción explosiva de 600 kilómetros cúbicos de magma, fundamentalmente en forma de coladas de cenizas piroclásticas calientes. Lookout Mountain, situada detrás del árbol, es una estructura volcánica de composición riolítica (félsica) que se formó después de que se hundiera la caldera. La colada Glass Creek (a la izquierda) tiene unos 600 años de antigüedad. La caldera Long Valley ha estado sísmicamente activa desde 1983. En el esquema del geólogo se muestra el límite de la caldera y la situación del domo de resurgencia (Fotografía de S.R. Brantly/U.S Geological Survey).

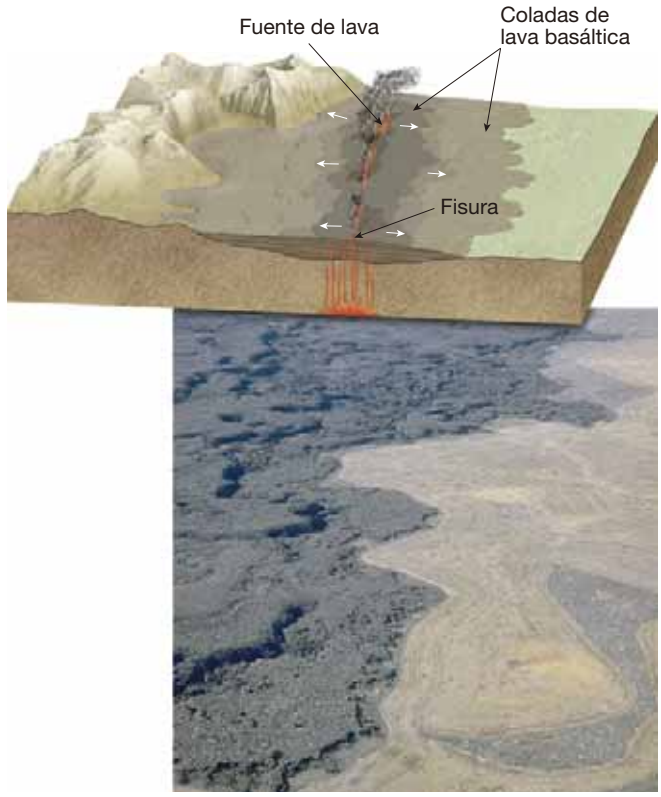


FIGURA 5.32. Erupción fisural basáltica. **A.** Fuente de lava de una fisura y formación de coladas de lava fluida denominadas coladas basálticas. **B.** Fotografía de coladas basálticas cerca de las cataratas de Idaho (Fotografía de John S. Shelton).

Erupciones fisurales y llanuras de basalto

El mayor volumen de material volcánico es extruido por fracturas de la corteza denominadas **fisuras** (*fissura* = separación). En vez de construir un cono, estas grietas, largas y estrechas, emiten lavas basálticas de baja viscosidad que recubren amplias áreas (Figura 5.32).

La llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, es producto de este tipo de actividad (Figura 5.33). Numerosas **erupciones fisurales** enterraron el relieve creando una meseta de lava (plateau) que tiene casi kilómetro y medio de espesor. Parte de la lava permaneció fundida durante el tiempo suficiente como para recorrer 150 km desde su origen. La expresión **basaltos de inundación** (flood basalts) describe de manera apropiada estos depósitos.

Acumulaciones masivas de lava basáltica, parecidas a las de la llanura de Columbia, se producen en todo el mundo. Uno de los ejemplos más grandes es la meseta de Deccan, una gruesa secuencia de coladas basálticas llanas que cubren cerca de 500.000 km cuadrados al oeste de la India central. Cuando se formó la meseta de Deccan hace unos 66 millones de años, se expulsaron casi 2 millones de kilómetros cúbicos de lava en menos de un millón de años. Otros depósitos de basaltos de inundación, entre ellos la llanura Ontong Java, se encuentran en el fondo del océano Pacífico (Figura 5.42).

Domos de lava

Al contrario de las lavas máficas, las lavas félsicas ricas en sílice, son tan viscosas que apenas fluyen. Conforme la lava es «estrujada» fuera de la chimenea, a menudo produce una masa en forma de domo con paredes empinadas de lava solidificada denominado **domo de lava**. La mayoría miden solo unos pocos metros de altitud, pero algunos tienen más de un kilómetro de alto.

Los domos de lava tienen formas muy variadas, desde las coladas en forma de tarta hasta los tapones de vertientes empinadas que fueron lanzados hacia arriba como pistones. La mayoría se desarrolla a lo largo de un periodo de varios años después de una erupción explosiva de magma rico en gas. Un ejemplo reciente es el domo que sigue creciendo en el cráter del monte Santa Helena (Figura 5.34). En octubre de 2004 empezó la formación de un segundo domo. Aunque estas fases eruptivas produjeron algunas plumas de ceniza, eran benignas en comparación con la erupción del 18 de mayo de 1980.

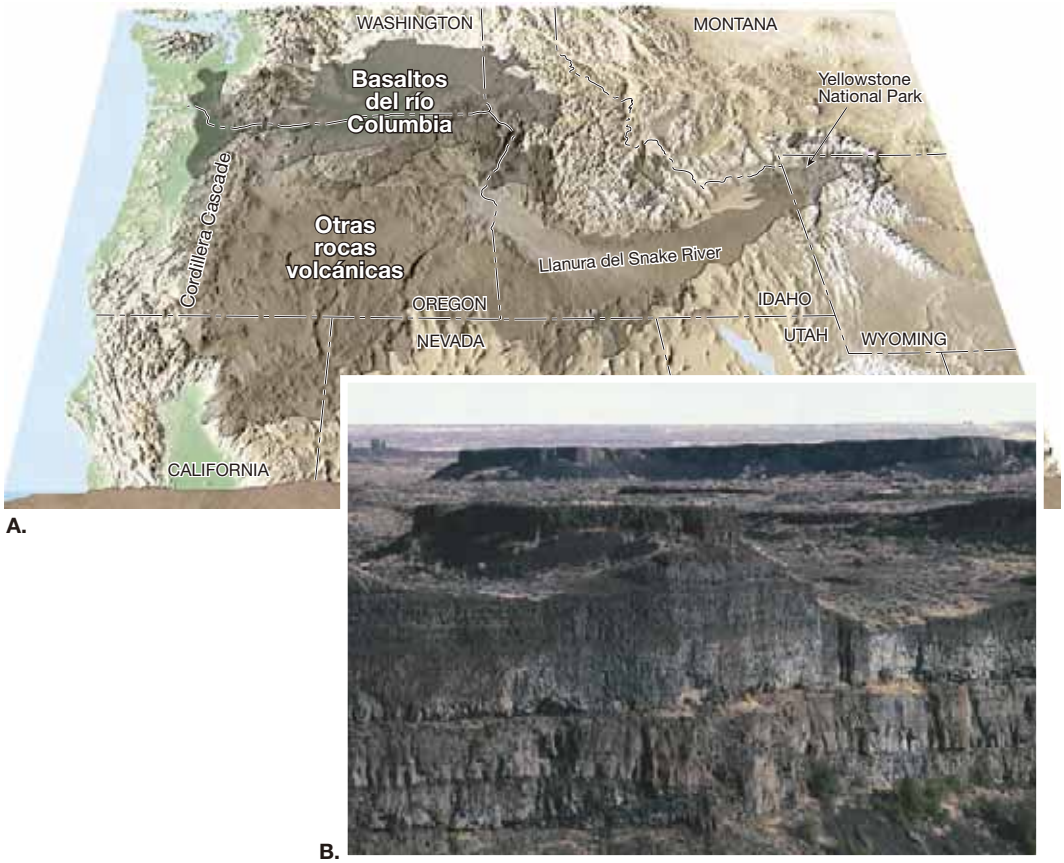


FIGURA 5.33. Áreas volcánicas que forman la meseta de Columbia en el Pacífico noroccidental. **A.** Los basaltos del río Columbia cubren un área de casi 200.000 kilómetros cuadrados. La actividad empezó aquí hace unos 17 millones de años conforme la lava iba saliendo de grandes fisuras, acabando por producir una llanura basáltica (plateau) con un espesor medio de más de un kilómetro. **B.** Coladas basálticas expuestas a lo largo de las Dry Falls al este del estado de Washington (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 5.34. Después de la erupción del monte Santa Helena, en mayo de 1980, empezó a desarrollarse un domo de lava (Foto de Lyn Topinka/ U.S Geological Survey).

Aunque los domos volcánicos se forman a menudo en la cima de un cono compuesto, también puede formarse en los flancos de los volcanes. Además, algunos se producen como características aisladas mientras que otros forman cadenas lineales. Un ejemplo es la línea de domos riolíticos y de obsidiana en los cráteres Mono de California.

Chimeneas y pitones volcánicos

La mayoría de los volcanes se alimentan de magma a través de cortos conductos, denominados *chimeneas*, que conectan la cámara magmática con la superficie. Un tipo raro de chimenea denominado diatrema se extiende hasta profundidades que superan los 200 km. Los magmas que migran hacia arriba por estas estructuras viajan lo suficientemente rápido como para experimentar muy pocas alteraciones durante su ascenso. Los geólogos consideran estos conductos extraordinariamente profundos como «ventanas» al interior de la Tierra que nos permiten ver rocas que normalmente se encuentran solo a gran profundidad.

FIGURA 5.35. Estos domos de lava forman parte de una cadena de 17 km de domos riolíticos que constituyen los cráteres Mono, California. La naturaleza en bloques de los domos está oculta debajo de una cubierta de derribos piroclásticos. La última erupción aquí tuvo lugar hace 600 años (Fotografías de E. J.Tarbuck).

A veces los alumnos preguntan...

Si los volcanes son tan peligrosos, ¿por qué las personas viven en ellos o en sus proximidades?

Hay que tener en cuenta que muchas de las personas que viven cerca de los volcanes no escogieron el lugar; simplemente nacieron allí. Es posible que sus antepasados fueran atraídos a la región por sus fértiles suelos. Además, el intervalo temporal entre erupciones puede ser de varias décadas o más (mucho tiempo para que las generaciones olviden la última erupción y consideren que el volcán está dormido y que, por tanto, es seguro).

Las chimeneas volcánicas mejor conocidas son las estructuras sudafricanas cargadas de diamantes. Las rocas que rellenan estas chimeneas se originaron a profundidades de al menos 150 km, donde la presión es lo bastante elevada como para generar diamantes y otros minerales de alta presión. La tarea de transportar magma esencialmente inalterado (junto con inclusiones de diamante) a través de 150 km de roca sólida es excepcional. Este hecho explica la escasez de los diamantes naturales.

Los volcanes situados en los continentes están siendo continuamente rebajados por la meteorización y la erosión. Los conos de ceniza son fácilmente erosionados, porque están compuestos de materiales no consolidados. Sin embargo, todos los volcanes acabarán por sucumbir a la erosión. Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea volcánica es a menudo más resistente y puede permanecer en pie sobre el terreno circundante mucho tiempo después de que el cono haya desaparecido. Shiprock, Nuevo México, es un ejemplo clásico de esta estructura, que los geólogos llaman **pitón volcánico** (Figura 5.36). Más alta que muchos rascacielos, Ship Rock no es sino una de las muchas formas de relieve que se alzan visiblemente en los rojos paisajes desérticos del sudoeste americano.

TECTÓNICA DE PLACAS Y ACTIVIDAD ÍGNEA

Durante décadas, los geólogos han sabido que la distribución global del vulcanismo no es aleatoria. La

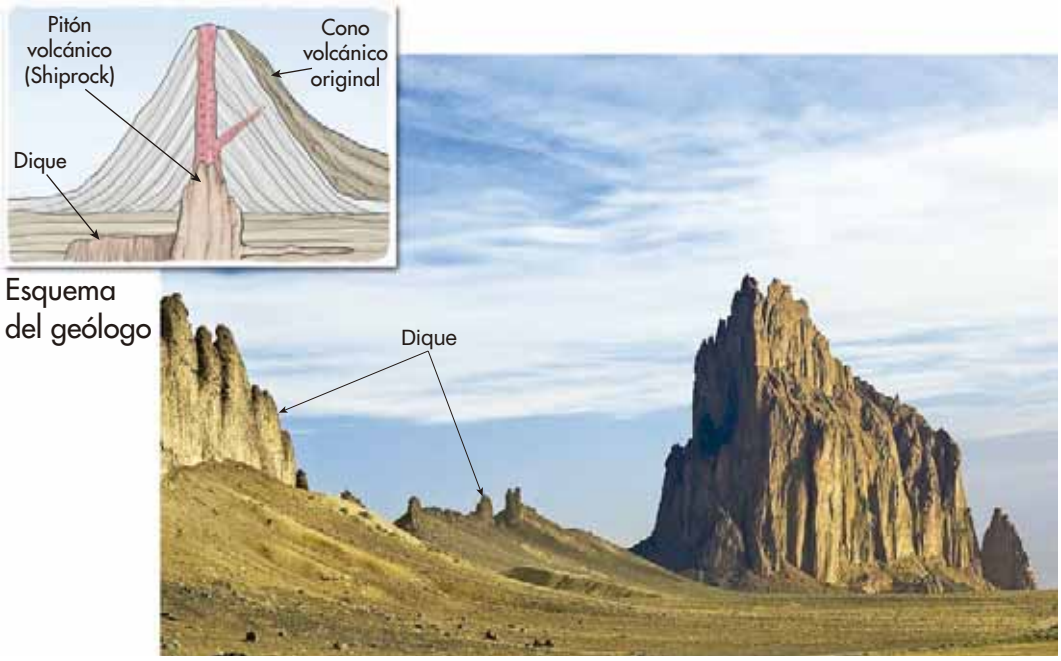


FIGURA 5.36. Shiprock, Nuevo México, es un pitón volcánico. Esta estructura, que tiene una altitud de más de 420 metros, consiste en roca ígnea que cristalizó en la chimenea de un volcán que desde hace mucho tiempo está siendo erosionado (Foto de Dennis Tasa).

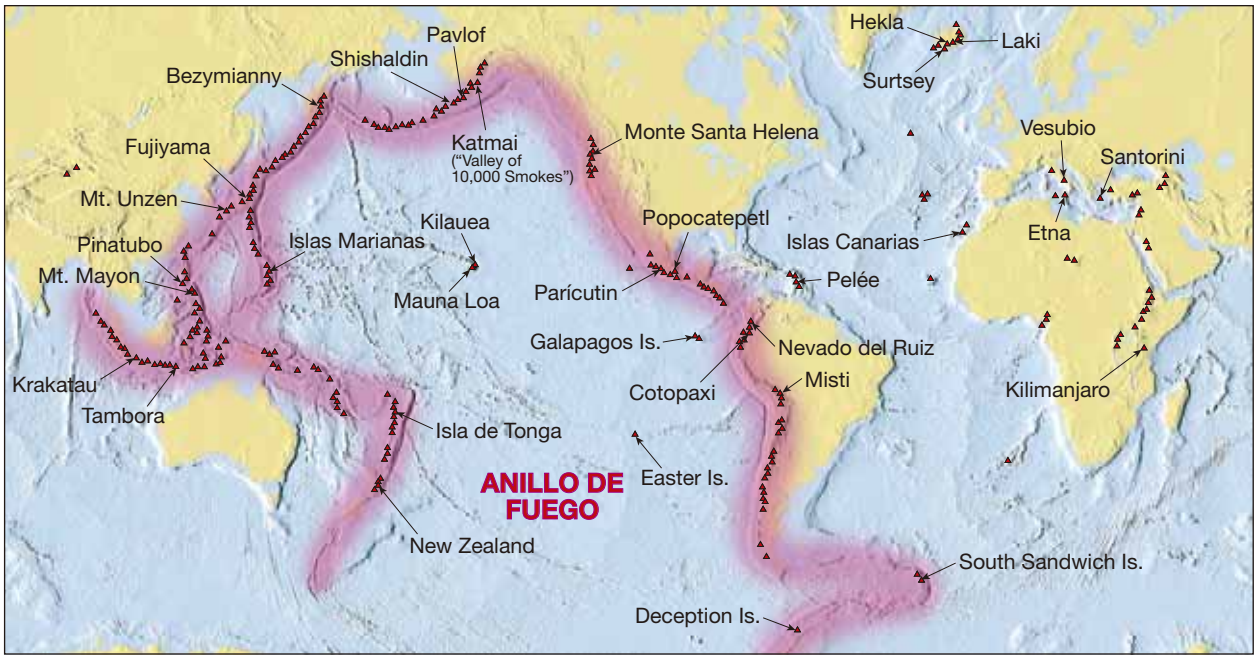


FIGURA 5.37. Localizaciones de algunos de los principales volcanes de la Tierra.

mayoría de los volcanes activos se encuentra a lo largo de los márgenes de las cuencas oceánicas, en particular, dentro del cinturón que rodea el Pacífico, conocido con el nombre *Anillo de Fuego* (Figura 5.37). Estos volcanes consisten principalmente en conos compuestos que emiten magma rico en volátiles con una composición intermedia (andesítica) que en algunas ocasiones producen erupciones aterradoras.

Un segundo grupo abarca los escudos basálticos que emiten lavas muy fluidas. Estas estructuras volcánicas comprenden la mayor parte de las islas de las cuencas oceánicas profundas, entre ellos, las Islas Hawái, las Galápagos y la Isla de Pascua. Además, este grupo contiene muchos volcanes submarinos activos que salpican el fondo oceánico; son notables, en especial, las innumerables montañas submarinas pequeñas que se hallan a lo largo del eje de la dorsal centro oceánica. A estas profundidades, las presiones son tan grandes que los gases emitidos se disuelven rápidamente en el agua marina y nunca alcanzan la superficie. Por tanto, el conocimiento de primera mano de estas erupciones es limitado y procede principalmente de los sumergibles de gran profundidad.

Un tercer grupo incluye las estructuras volcánicas que parecen estar distribuidas de manera algo aleatoria en el interior de los continentes. No hay ninguno en Australia ni en los dos tercios orientales de Norteamérica y Suramérica. África destaca porque tiene muchos volcanes potencialmente activos, entre ellos el Kilimanjaro, el punto más alto del continente (5.895 m). El vulcanismo en los continentes es muy diverso y abarca desde erupciones de lavas basálticas muy fluidas, como las que generaron la meseta de Columbia, hasta erupciones explosivas de magma riolítico rico en sílice, como ocurrió en Yellowstone.

Hasta finales de la década de los sesenta, los geólogos no tenían ninguna explicación para la distribución aparentemente aleatoria de los volcanes continentales ni tampoco podían explicar la cadena casi continua de volcanes que rodea el margen de la cuenca pacífica. Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, la ilustración se aclaró mucho. Hay que recordar que el magma más primario (no alterado) se origina en el manto superior y que el manto es esencialmente sólido, *no roca fundida.* La conexión básica entre la tectónica de placas y el vulcanismo es que *los movimientos de las placas proporcionan los mecanismos por medio de los cuales las rocas del manto se funden y generan magmas.*

Examinaremos tres zonas de actividad ígnea y su relación con los límites de las placas. Estas áreas activas se encuentran (1) a lo largo de los bordes de placa convergentes, donde las placas se mueven la una hacia la otra y una de ellas se hunde por debajo de la otra; (2) a lo largo de bordes de la placa divergentes, donde las placas se separan la una de la otra y se crea fondo oceánico nuevo, y (3) zonas dentro de las propias placas que no están asociadas con ningún borde de placa. Estos tres escenarios volcánicos se describen en la Figura 5.38. (Si no le queda claro cómo se genera el magma, le sugerimos que estudie la sección titulada «Origen de los magmas», que se encuentra al final del Capítulo 4, antes de continuar.)

Vulcanismo en los bordes convergentes de la placa

Recordemos que en los límites de placa convergentes, las placas de la corteza oceánica se inclinan a medida que descienden en el manto, generando una fosa oceánica. Conforme una placa se hunde más en el manto, el aumento de la temperatura y la presión expulsa los volátiles (principalmente agua) de la corteza oceánica. Estos fluidos móviles migran hacia arriba en la pieza del manto en forma de cuña situada entre la placa en subducción y la placa suprayacente (Figura 5.39). Una vez la placa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 a 150 km, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de la roca del manto caliente lo suficiente como para provocar algo de fusión. La fusión parcial de la roca del manto (peridotita) genera magma con una composición basáltica. Después de haberse acumulado una cantidad suficiente de magma, migra lentamente hacia arriba.

El vulcanismo en un borde de placa convergente tiene como consecuencia el desarrollo de una cadena lineal o ligeramente curvada de volcanes llamada *arco volcánico.* Estas cadenas volcánicas se desarrollan más o menos paralelas a la fosa asociada, a distancias de 200 a 300 km. Los arcos volcánicos pueden construirse en la litosfera, oceánica o continental. Los que se desarrollan dentro del océano y crecen lo suficiente como para que sus puntas se eleven por encima de la superficie se denominan *archipiélagos insulares* en la mayoría de atlas. Los geólogos prefieren el término más descriptivo **arcos de islas volcánicas**, o simplemente **arcos de islas** (Figura 5.38A). Varios arcos de islas volcánicas jóvenes , como las Aleutianas, las Tonga y las Marianas, bordean la cuenca del Pacífico occidental.

El vulcanismo asociado con límites de placa convergentes puede producirse también donde las placas de la litosfera oceánica son subducidas bajo la litosfera continental para producir un **arco volcánico continental** (Figura 5.39). Los mecanismos que generan estos magmas derivados del manto son, en esencia, los mismos que actúan en los arcos insulares. La principal diferencia es que la corteza continental tiene un espesor mucho mayor y que está compuesta por rocas con un contenido más elevado de sílice que la corteza oceánica. Por tanto, mediante la asimilación de las rocas ricas en sílice de la corteza, más la diferenciación magmática extensa, un magma derivado del manto puede experimentar una gran evolución a medida que asciende a través de la corteza continental. En otras palabras, los magmas primarios generados en el manto pueden pasar de ser un magma basáltico fluido comparativamente seco a ser un magma viscoso andesítico o riolítico con una elevada concentración de volátiles conforme asciende a través de la corteza continental. La cadena volcánica de los Andes, a lo largo del margen occidental de Sudamérica, es quizás el mejor ejemplo de un arco volcánico continental.

Puesto que la cuenca del Pacífico está rodeada básicamente por límites de placa convergentes y las zonas de subducción asociadas, es fácil ver por qué el cinturón irregular de volcanes explosivos que llamamos Anillo de Fuego se formó en esta región (Figura 5.40). Los volcanes de la cordillera Cascade, al noroeste de Estados Unidos, que incluye el monte Hood, el monte Rainier y el monte Shasta, forman parte de este grupo (Figura 5.39).

Vulcanismo en los bordes de placa divergentes

El mayor volumen de magma (quizás el 60 por ciento de la emisión anual total de la Tierra) se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en asociación con la expansión del fondo oceánico (*véase* Figura 5.38B). Debajo del eje de la dorsal, donde las placas litosféricas están siendo continuamente apartadas, el manto sólido aunque móvil responde a la disminución de la sobrecarga y asciende hasta rellenar la hendidura. Recordemos que, a medida que la roca asciende, experimenta una disminución de la presión de confinamiento y se funde sin la adición de calor. Este proceso, llamado *fusión por descompresión*, es el proceso más común por el que se funden las rocas del manto.

La fusión parcial de la roca del manto en los centros de expansión produce magma basáltico. Dado que este magma basáltico recién formado es menos denso que la roca del manto de la que deriva, asciende y se acumula en depósitos localizados justo por debajo de la cresta de la dorsal. Alrededor del 10 por ciento de este magma acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado sobre el fondo oceánico. Esta actividad añade continuamente roca basáltica nueva a los márgenes de la placa y los suelda temporalmente, tan solo para

A veces los alumnos preguntan…

He oído que las erupciones volcánicas explosivas podrían hacer que disminuyeran las temperaturas mundiales del aire. ¿Es eso posible?

Sí, es posible. Cuando se observa una imagen como la del monte Augustine de la Figura 5.4, podría parecer que la nube de ceniza volcánica bloquearía la luz del Sol y causaría disminución de las temperaturas. Aunque esto ocurre, el efecto es muy breve porque la ceniza volcánica rápidamente se deposita desde la atmósfera. Sin embargo, los gases emitidos por los volcanes, en especial el dióxido de azufre y el dióxido de carbono pueden provocar episodios más prolongados de cambio climático. Estas posibilidades se describen más detenidamente en el Capítulo 21, «Cambio climático mundial».

PERFIL PROFESIONAL

Chris Eisinger. Estudiando los volcanes activos

Chris Eisinger describe los volcanes del mismo modo que podría hablar de un viejo y temperamental amigo. «En su mayor parte, los volcanes son muy favorables,» dice, «siempre que conozcas sus ciclos». Como graduado del Departamento de Ciencias Geológicas en la Universidad del Estado de Arizona, Eisinger tenía 10 años de experiencia de primera mano con los volcanes. Empezó antes de graduarse y pasó un tiempo en el observatorio de volcanes de Hawái, así como en Indonesia, una región con actividad volcánica.

Pero, la cima de un volcán activo es cualquier cosa menos un local aireado. Por el contrario los volcanes emiten gases malolientes, como puede atestiguar Eisinger.

«Lo más distintivo que se nota son los humos», dice. «Se nota un fuerte olor a azufre».

El volcán está lo suficientemente cerca del océano como para que la lava fluya al mar, Eisinger también dice que la corriente crea un vapor muy ácido, debido al elevado contenido de cloro del agua del mar. «Le llorarán los ojos», nos dice. «Normalmente es difícil respirar y uno acaba tosiendo si no se lleva una mascarilla para el gas».

Las tormentas pueden oscurecer el aire, creando vapor cuando el agua que cae golpea la superficie caliente de la lava. A veces, dice Eisinger, la visibilidad para los vulcanólogos que estudian en la cima se reduce a unos pocos metros.

El denso flujo de gases no afecta solo a los ojos y la nariz. El sabor, si no se lleva una mascarilla, puede ser «casi asqueroso», nos dice Eisinger y añade que los malos olores se adhieren también a la ropa.

Para los volcanes que están en constante estado de erupción, Eisinger dice que hay distintos patrones en los ciclos de emisión.

El vulcanólogo Chris Eisinger utiliza una palanca para extraer algo de azufre fundido en el volcán indonesio Kawah Ije. El azufre fundido a 200 °C sigue siendo rojo y se enfriará a un color amarillo o verde (Por cortesía de Chris Eisinger).

Los volcanes que ha visitado en Indonesia, por ejemplo, emitirían una corriente de material gaseoso cada 20 a 60 minutos.

Pero, si bien la mayoría de los vulcanólogos pueden permanecer seguros si prestan estrecha atención a los ciclos de erupción, se han producido muertes. Recientemente, en agosto de 2000, dos vulcanólogos murieron en la cima del Semeru en la isla de Java, Indonesia, cuando el volcán entró en erupción sin avisar.

Los volcanes activos solo emiten sonidos bajos, retumbantes, nos dice Eisinger, debido sobre todo a que las explosiones son subterráneas y tienden a amortiguarse. Los volcanes hawaianos son únicos en el sentido de que emiten también un intenso sonido chirriante, «como los motores de un avión», por la expulsión de los gases. Las soluciones también suelen estar enmascaradas por la actividad sísmica que contribuye al retumbe de las explosiones. Aunque el propio Eisinger no ha sido nunca testigo de una erupción volcánica de magnitud histórica, nos indica que las narraciones de erupciones tan colosales como las del Krakatoa en 1883 hablaban de un estruendo que se oyó a miles de metros de distancia.

Chris Wilson

volver a separarlos conforme la expansión continúa. A lo largo de algunas dorsales, la expulsión de lavas almohadilladas bulbosas construye numerosas montañas submarinas pequeñas.

Aunque la mayor parte de los centros de expansión están situados a lo largo del eje de una dorsal oceánica, algunos no lo están. En particular, el rift del este de África es un lugar donde la litosfera continental se está separando (*véase* Figura 5.38F). Aquí, la fusión por descompresión genera el magma de la misma manera en la que éste se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. Las enormes expulsiones de lavas fluidas, así como los volcanes en escudo basálticos, son habituales en esta región.

Vulcanismo intraplaca

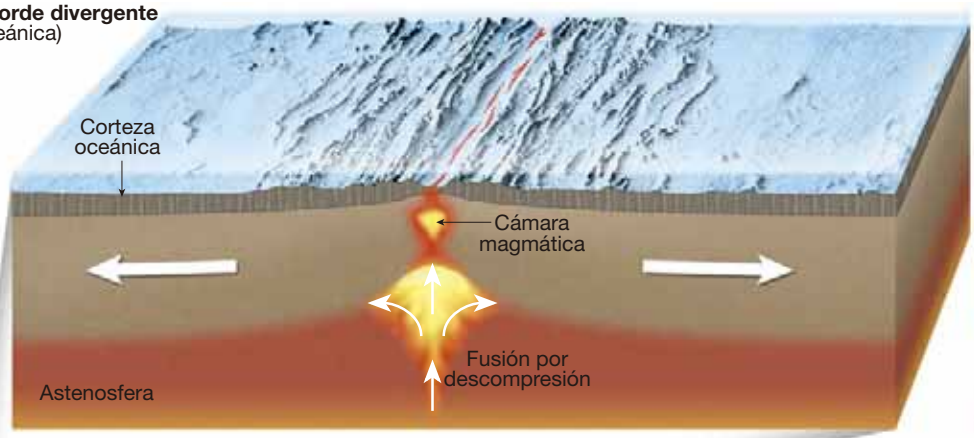
Sabemos por qué la actividad ígnea se inicia a lo largo de los límites de placa, pero ¿por qué se producen erupciones en el interior de las placas? El Kilauea de Hawái se considera el volcán más activo del mundo y, sin embargo, está situado a miles de kilómetros del límite de placa más cercano, en medio de la enorme placa pacífica (Figura 5.38C). Otros puntos de **vulcanismo intraplaca** (que significa «dentro de la placa») son las islas Canarias, Yellowstone y varios centros volcánicos, que probablemente le sorprenderán, se encuentran en el desierto del Sahara africano.

Monte Augustine, Alaska (USGS)

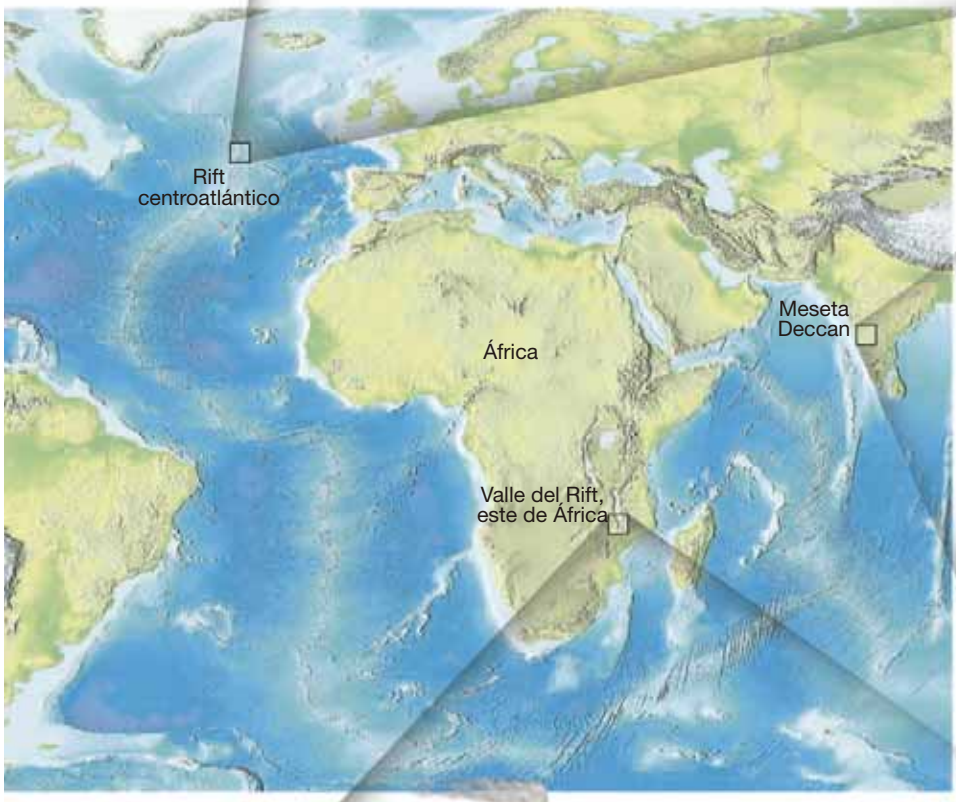
Kilauea, Hawaii
(J. D. Griggs/USGS)

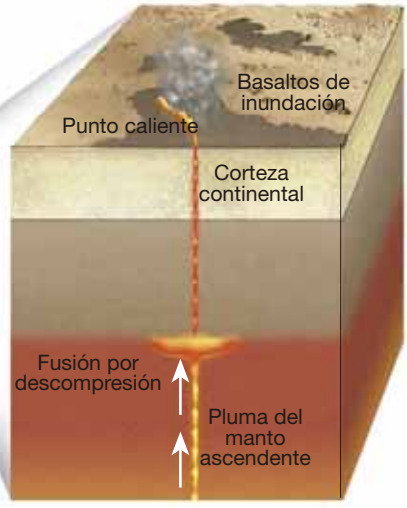
FIGURA 5.38. Tres zonas de vulcanismo. Dos de estas zonas están asociadas con límites de placa. La tercera zona incluye las estructuras volcánicas que están irregularmente distribuidas en el interior de las placas.

B. Vulcanismo de borde divergente
(dorsal oceánica)

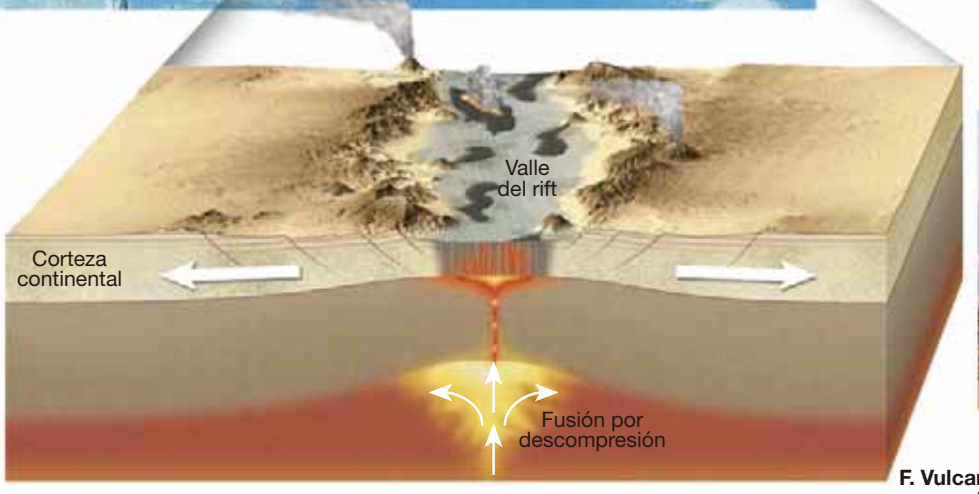


Islandia (Wedigo Ferchland)





D. Vulcanismo intraplaca
(continental)



Monte Kilimanjaro, África
(Daryl Balfour)

F. Vulcanismo de borde divergente
(ruptura continental)

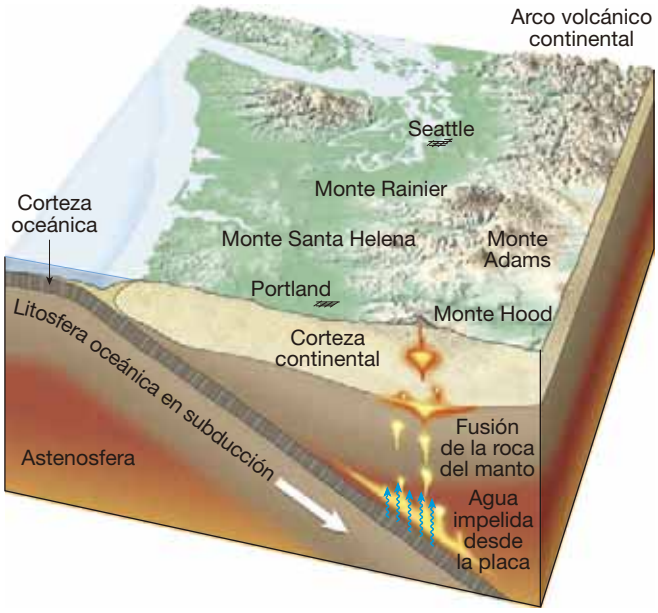


FIGURA 5.39. Actividad volcánica a lo largo de un borde convergente de placa en la costa pacífica de Norteamérica. Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros volátiles son expulsados de las rocas de la corteza en subducción. Estos volátiles reducen la temperatura de fusión de la roca del manto lo suficiente como para generar fundido. El resultado fue la formación del arco volcánico continental que llamamos Cordillera Cascade.

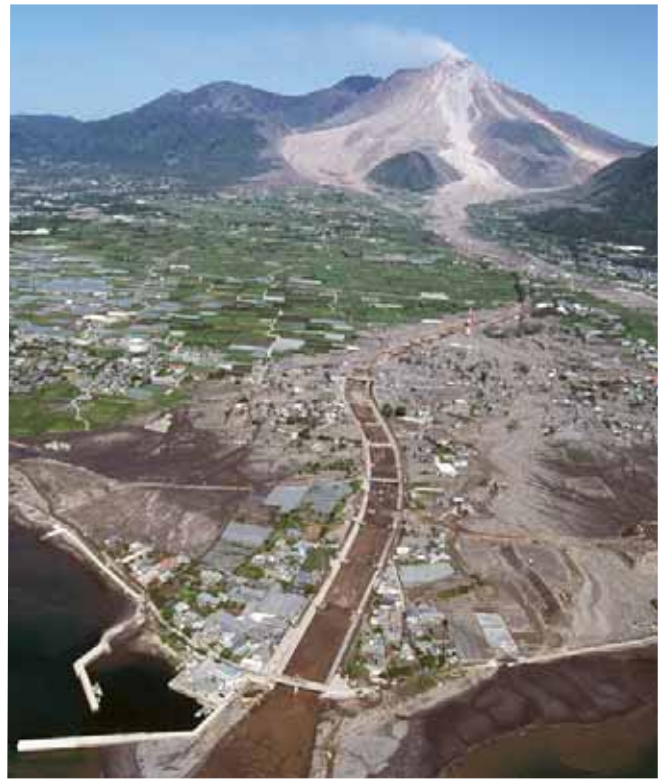


FIGURA 5.40. Monte Unzen, Japón. Este cono compuesto produjo diversas coladas piroclásticas ardientes entre 1900 y 1995. La erupción más destructiva tuvo lugar en 1991, cuando una oleada mató a 43 personas y enterró 500 casas y una escuela. Pueden verse depósitos de coladas de pumita y de cenizas (color claro) en el valle que queda a los pies del volcán. Obsérvense los canales de protección (parte inferior de la imagen) construidos para desviar las coladas de los pueblos circundantes (Fotografías de Michael S. Qamashita /CORBIS).

Los geólogos reconocen ahora que la mayor parte de vulcanismo intraplaca sucede donde una masa de material del manto más caliente de lo normal denominada **pluma del manto** asciende hacia la superficie (Figura 5.41). Aunque la profundidad a la que se originan las plumas del manto (al menos algunas) es todavía objeto de un debate encendido, parece que muchas se forman en las profundidades del interior de la Tierra, en el límite núcleo-manto. Estas plumas de roca del manto, sólida pero móvil, ascienden hacia la superficie de una manera parecida a las burbujas que se forman dentro de una lámpara de lava. (Se trata de lámparas que contienen dos líquidos inmiscibles en un recipiente de vidrio. Al calentar la base de la lámpara, el líquido más denso de la parte inferior se hace flotante y forma burbujas que ascienden hacia la parte superior.) Como las burbujas de la lámpara de lava, una pluma del manto tiene una cabeza bulbosa que conforme asciende deja debajo de sí un tallo estrecho. Una vez la cabeza de la pluma se aproxima a la parte superior del manto, la fusión por descompresión genera magma basáltico que puede acabar provocando vulcanismo en la superficie.

El resultado es una región volcánica localizada a unos pocos centenares de kilómetros de diámetro denominada **punto caliente** (Figura 5.41). Se han identificado más de 40 puntos calientes y la mayoría ha perdurado millones de años. La superficie de tierra que rodea los puntos calientes suele estar elevada, lo cual demuestra que una pluma de material caliente de baja densidad la empuja. Además, midiendo el flujo de calor de estas regiones, los geólogos han determinado que el manto que se extiende por debajo de los puntos calientes debe ser de 100 a 150 °C más caliente que el manto normal.

Las plumas del manto son responsables de las enormes emisiones de lava basáltica que crearon las grandes llanuras de basalto, como la de Siberia en Rusia, la meseta Deccan, en India, y la llanura Ontong Java, en el Pacífico occidental (Figura 5.42). La explicación más ampliamente aceptada para estas erupciones, que emiten volúmenes extremadamente grandes de magma basáltico durante intervalos relativamente cortos de tiempo, involucra una pluma con una cabeza monstruosa y un tallo largo y estrecho (Figura 5.41A). Tras alcanzar la base de la litosfera, esas masivas cabezas anormalmente calientes empiezan a fundirse. La fusión progresa rápidamente, provocando el estallido de vulcanismo que emite voluminosos brotes de lava que forman una enorme llanura de basalto en cuestión de un millón de años, más o menos (Figura 5.41B). La fase eruptiva inicial,

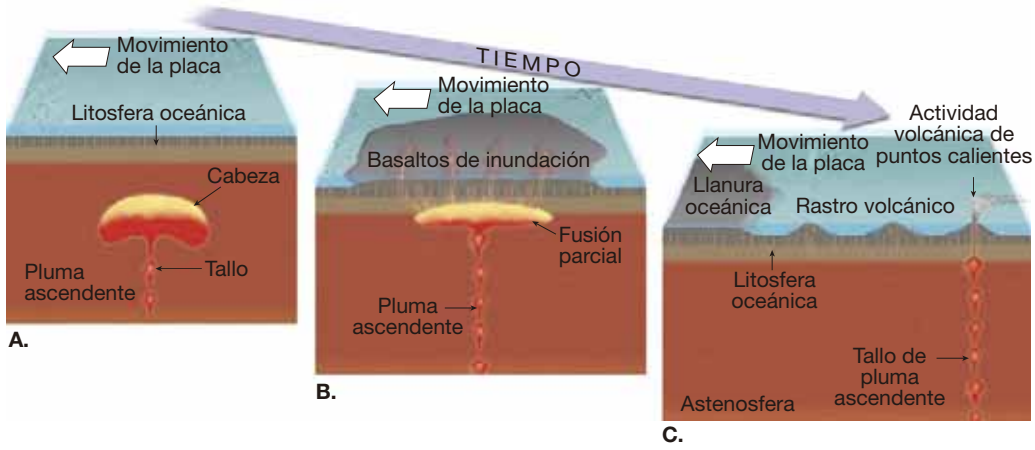


FIGURA 5.41. Modelo de vulcanismo de puntos calientes pensado para explicar la formación de llanuras oceánicas y las islas volcánicas asociadas a estas estructuras. **A.** Una pluma del manto ascendente con una cabeza bulbosa grande y un tallo pequeño. **B.** La fusión por descompresión rápida de la cabeza de una pluma del manto produce grandes expulsiones de basalto. Pueden formarse también grandes llanuras basálticas en la corteza continental (por ejemplo, la llanura de Columbia en el noroeste de Estados Unidos y la llanura Deccan en la India.) **C.** La actividad menos voluminosa posterior causada por el tallo de la pluma ascendente produce una cadena volcánica lineal en el fondo oceánico.

comparativamente corta, va seguida de decenas de millones de años de actividad menos voluminosa, a medida que el tallo de la pluma asciende lentamente hacia la superficie. Alejándose de las provincias de basaltos de inundación más grandes hay una cadena de estructuras volcánicas, parecida a la cadena hawaiana, que acaba sobre un punto caliente activo que marca la posición actual del remanente de tallo de la pluma (Figura 5.41C).

VIVIR CON LOS VOLCANES

Alrededor del 10 por ciento de la población de la Tierra vive en la proximidad de un volcán activo. De hecho, varias ciudades importantes, como Seattle (Washington), la ciudad de México (México), Tokio (Japón), Nápoles (Italia) y Quito (Ecuador) están localizadas sobre o cerca de un volcán (Figura 5.43).

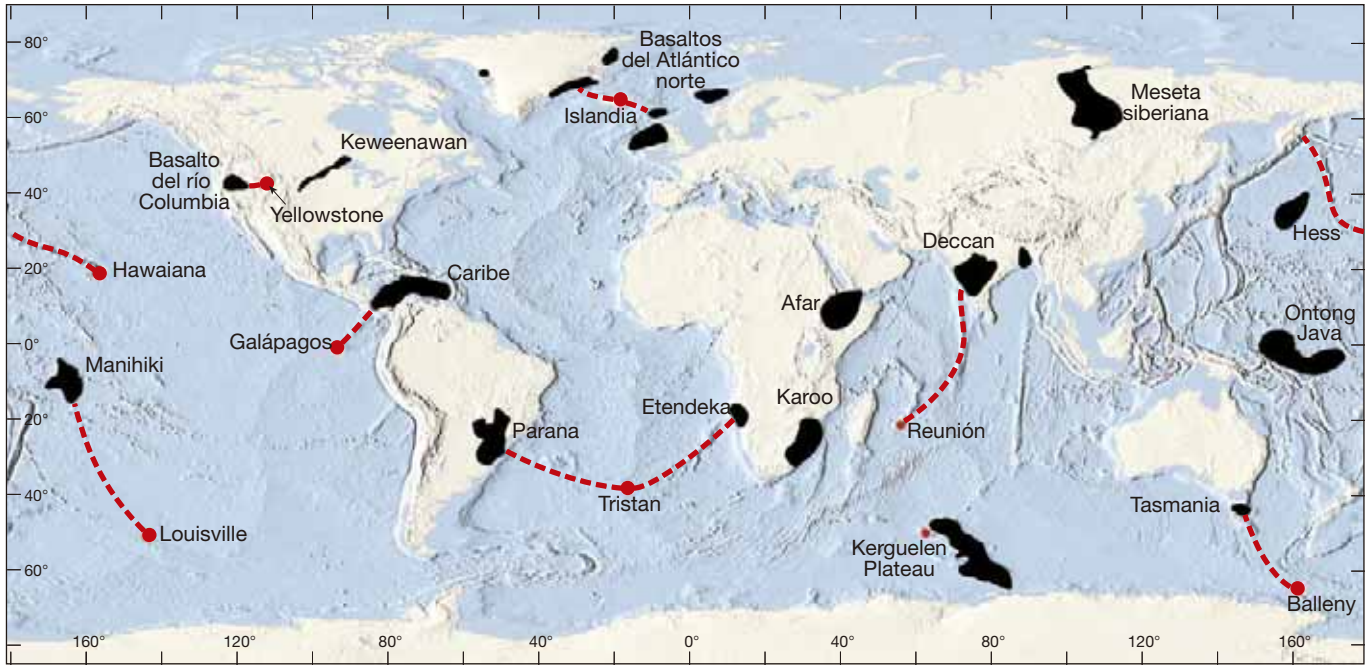


FIGURA 5.42. Distribución global de las provincias de basalto de inundación (en negro) y puntos calientes asociados (puntos rojos). Las líneas discontinuas rojas son las huellas de puntos calientes, que aparecen como líneas de estructuras volcánicas en el fondo oceánico. Las mesetas de Keweenawan y de Siberia se formaron en hendiduras continentales donde el grosor de la corteza había disminuido mucho. Si existe una conexión entre los basaltos del río Columbia y el punto caliente de Yellowstone es una cuestión que todavía se investiga.

FIGURA 5.43. Seattle, Washington, con el Monte Rainier al fondo (Foto de Ken Straiton/Corbis).

Hasta hace poco tiempo, la opinión dominante de las sociedades occidentales era que los humanos poseen los medios para dominar los volcanes y otros tipos de riesgos naturales catastróficos. En la actualidad, es evidente que los volcanes no solo son muy destructivos, sino también impredecibles. Con esta certeza, está surgiendo una nueva actitud: ¿cómo vivimos con los volcanes?

Los riesgos volcánicos

Los volcanes producen una amplia variedad de riesgos potenciales que pueden matar personas y vida salvaje, así como destruir propiedades (Figura 5.44). Quizá las mayores amenazas a la vida sean las coladas piroclásticas. Estas mezclas calientes de gas, ceniza y pumita que a veces superan los 800 °C, bajan a toda velocidad por los flancos de los volcanes dando muy pocas oportunidades de escapar a las personas.

Los lahares, que se producen incluso cuando un volcán está tranquilo, son quizá el siguiente riesgo volcánico más peligroso. Estas mezclas de derrubios volcánicas y agua pueden fluir durante decenas de kilómetros pendiente abajo por las laderas volcánicas a velocidades que quizá superen los 100 km a la hora. Los lahares poseen una amenaza potencial para muchas comunidades asentadas corriente abajo de los volcanes cubiertos por glaciares, como el monte Rainier. Otros acontecimientos potencialmente destructivos son el hundimiento rápido de las cimas o flancos de un volcán.

Otros riesgos obvios son las erupciones explosivas que pueden poner en riesgo a personas y propiedades situadas a centenares de kilómetros de un volcán. Durante los últimos 15 años, al menos 80 vuelos comerciales se

FIGURA 5.44. Diagrama simplificado que muestra una amplia variedad de los riesgos naturales asociados con los volcanes (Tomado de U.S. Geological Survey).

han visto dañados por volar accidentalmente en nubes de ceniza volcánica (Figura 5.45). Uno de estos casos fue un casi accidente que se produjo en 1989 cuando un Boeing 747, con más de 300 pasajeros a bordo, se encontró con una nube de cenizas procedente del volcán Redoubt de Alaska. Los cuatro motores se pararon al entrar en contacto con las cenizas. Por fortuna, los motores pudieron reiniciarse en el último momento y el avión consiguió aterrizar a salvo en Anchorage.

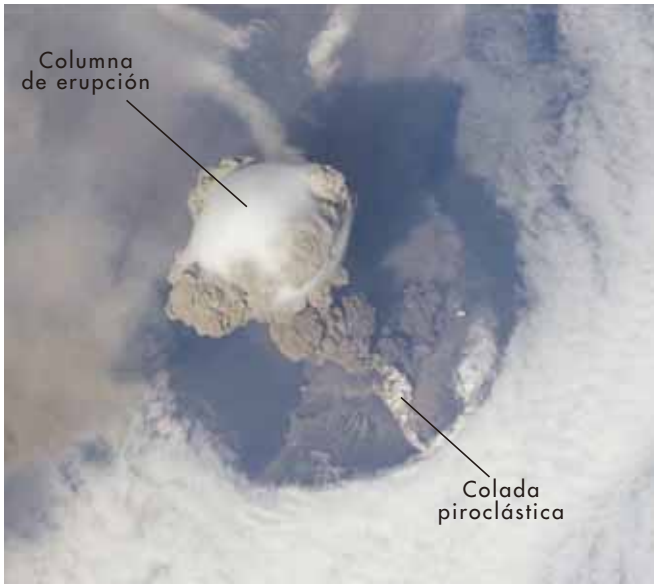


FIGURA 5.45. Fotografía tomada por un astronauta a bordo de la Estación Espacial Internacional de una erupción de vapor y cenizas emitida desde el Sarychev Peak situado al noroeste del Japón. Los vuelos de líneas comerciales fueron desviados rápidamente de la región para reducir al mínimo el daño a los motores causado por la ceniza (Cortesía de la NASA).

Control de la actividad volcánica

En la actualidad, se emplea una serie de técnicas de supervisión de los volcanes, la mayoría de ellas orientadas a detectar el movimiento del magma, desde un depósito subterráneo (normalmente a varios kilómetros de profundidad) hacia la superficie. Los cuatro cambios más notables en un paisaje volcánico causados por la migración del magma son: (1) cambios en el modelo de terremotos volcánicos; (2) expansión de una cámara magmática próxima a la superficie, que hace que se hinche el volcán; (3) cambios en la cantidad o composición de los gases liberados desde un volcán; y (4) aumento de la temperatura del terreno provocado por el emplazamiento de nuevo magma.

Casi una tercera parte de todos los volcanes que han hecho erupción en los tiempos históricos se supervisan ahora utilizando sismógrafos, instrumentos que detectan los temblores de los terremotos. En general, se ha demostrado que un brusco incremento de la intranquilidad sísmica seguida de un periodo de relativa calma es un precursor de muchas erupciones volcánicas. Sin embargo, algunas estructuras volcánicas graves han exhibido periodos prolongados de intranquilidad sísmica. Por ejemplo, la caldera Rabaul en Nueva Guinea registró un fuerte aumento de la sismicidad en 1981. Esta actividad duró 13 años y culminó finalmente con una erupción en 1994. En ocasiones un terremoto grande desencadena una erupción volcánica, o al menos altera las tuberías del volcán. Kilauea, por ejemplo, empezó a hacer erupción después del terremoto de Kalapana de 1975.

FIGURA 5.46. Controlando el South Sister Volcano, Cordillera Cascade, Oregón. Este geólogo está midiendo el grado de hinchamiento de la superficie del volcán por una posible actividad eruptiva.

El techo de un volcán puede ascender a medida que se acumula nuevo magma en su interior, un fenómeno que precede a muchas erupciones volcánicas. Debido a que la accesibilidad de muchos volcanes es limitada, a menudo se utilizan dispositivos de detección remotos (láseres, radar Doppler y satélites que orbitan la tierra) para determinar si un volcán se está inflando o no.

Los vulcanólogos también controlan a menudo los gases liberados de los vocales en un esfuerzo por detectar incluso cambios mínimos en su cantidad o composición, o ambas. Algunos volcanes muestran un aumento de las emisiones de dióxido de azufre (SO_2) meses o años antes de una erupción. Por otro lado, unos pocos días antes de la erupción del monte Pinatubo en 1991, las emisiones de dióxido de carbono (CO_2) disminuyeron de manera drástica.

El desarrollo de dispositivos de detección remotos ha aumentado en gran medida nuestra capacidad para supervisar los volcanes. Estos instrumentos y técnicas son particularmente útiles para controlar las erupciones en marcha. Las imágenes fotográficas y los sensores de infrarrojo (calor) pueden detectar coladas de lava y columnas volcánicas ascendiendo desde un volcán (Figura 5.45). Además, los satélites pueden detectar la deformación del suelo así como controlar las emisiones de SO_2 (*véase* Figura 5.7).

El objetivo fundamental de cualquier control es descubrir precursores que puedan avisar de una erupción inminente. Esto se lleva a cabo primero diagnosticando el estado actual de un volcán y luego utilizando los datos basales para predecir su comportamiento futuro. Dicho de otro modo, un volcán debe ser observado durante un periodo extenso para reconocer cambios significativos con respecto a su «estado de reposo».

CAPÍTULO 5 Los volcanes y los riesgos volcánicos

RESUMEN

- Los principales factores que determinan la naturaleza de las erupciones volcánicas son la *composición* de los magmas, su *temperatura* y la *cantidad de gases disueltos* que contienen. Cuando se enfría, la lava empieza a solidificarse y conforme aumenta su *viscosidad* disminuye su movilidad. La *viscosidad del magma está directamente relacionada con su contenido en sílice.* Las lavas riolíticas (félsicas), con su elevado contenido en sílice (más del 70 por ciento), son muy viscosas y forman coladas cortas y gruesas. Las lavas basálticas (máficas), con un contenido menor de sílice (alrededor del 50 por ciento), son más fluidas y pueden viajar a distancias más largas antes de solidificarse. Los gases disueltos tienden a aumentar la fluidez del magma y, conforme se expanden, proporcionan la fuerza que impulsa a las rocas fundidas desde el volcán.
- Los materiales asociados con una erupción volcánica son: (1) *coladas de lava* (coladas *de lava pahoehoe o cordada,* que recuerdan hebras trenzadas, y coladas *aa,* que consisten en bloques dentados irregulares (las dos se forman a partir de lavas basálticas); (2) *gases* (fundamentalmente *vapor de agua*), y (3) *material piroclástico* (roca pulverizada y fragmentos de lava expulsados desde la chimenea de un volcán y que consisten en *cenizas, pumitas, lapillis, bloques* y *bombas*).
- Las erupciones sucesivas de lava desde una chimenea central provocan una acumulación montañosa de material conocida como *volcán.* Localizada en la cima de muchos volcanes hay una depresión de paredes empinadas denominada *cráter.* Los *volcanes en escudo* son volcanes amplios ligeramente abovedados construidos fundamentalmente por lavas basálticas, fluidas. Los *conos de ceniza* tienen laderas empinadas compuestas por material piroclástico. Los *conos compuestos,* o *estratovolcanes,* son estructuras grandes, casi simétricas, constituidas por lavas interestratificadas de lavas y depósitos piroclásticos. Los conos compuestos producen algunas de las actividades volcánicas más violentas. A menudo asociadas con una erupción violenta, se forman *nubes ardientes,* una nube ardiente de gases calientes infundidos con cenizas incandescentes que corren pendiente abajo por las laderas volcánicas. Los grandes conos compuestos pueden generar también un tipo de corriente de barro conocida como *lahar.*
- La mayoría de los volcanes son alimentados por conductos o *chimeneas.* Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea, que suele ser más resistente, puede permanecer de pie por encima del terreno circundante, formando un *pitón volcánico.* Las cimas de algunos volcanes tienen grandes depresiones casi circulares denominadas *calderas* que se producen por derrumbe. Las calderas también se forman en los volcanes en escudo por drenaje subterráneo desde una cámara magmática central, y las calderas más grandes se forman por la descarga de volúmenes colosales de pumitas ricas en sílice a lo largo de fracturas en anillo. Aunque las erupciones volcánicas procedentes de una chimenea central son las más familiares, con mucho, las mayores cantidades de material volcánico se expulsan por grietas de la corteza denominadas *fisuras.* La expresión *basaltos de inundación* describe las coladas de lava basáltica fluida que cubren una región extensa del noroccidente de Estados Unidos, conocida como la meseta de Columbia. Cuando un magma rico en sílice es expulsado, suele producir *coladas piroclásticas* consistentes fundamentalmente en fragmentos de pumita y cenizas.
- Los *volcanes más activos están asociados con los límites de placa.* Las áreas de vulcanismo activo se encuentran a lo largo de las dorsales medio-oceánicas donde se está produciendo expansión del fondo oceánico (*límites de placa divergentes*), adyacentes a las fosas oceánicas donde una placa está siendo subducida debajo de otra (*límites de placa convergentes*) y en los interiores de las propias placas (*vulcanismo intraplaca*). Las plumas ascendentes de roca del manto caliente son el origen de la mayor parte del vulcanismo intraplaca.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

arco de islas, 188
arco de islas volcánicas, 188
arco volcánico continental, 188
basalto de inundación, 184
caldera, 181
chimenea, 169
colada aa, 165
colada almohadillada, 166
colada piroclástica, 178
columna de erupción, 164
conducto, 169
cono compuesto, 175
cono de cenizas, 173
cono de escoria, 173
cono parásito, 170

cráter, 169
domo de lava, 184
erupción fisural, 184
escoria, 168
estratovolcán, 175
fisura, 184
fumarola, 170
guyots, 173
intraplaca, 180
lahar, 180
lava cordada, 165
material piroclástico, 167
nube ardiente, 178
pitón volcánico, 186
pluma del manto, 192
pumita, 168
punto caliente, 192
tubo, 169
tubo de lava, 166
viscosidad, 162
volátiles, 163
volcán, 169
volcán en escudo, 170
vulcanismo intraplaca, 189

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué acontecimiento desencadenó el 18 de mayo de 1980 la erupción del monte Santa Helena? (*véase* Recuadro 5.1)
2. Enumere tres factores que determinen la naturaleza de una erupción volcánica. ¿Qué papel desempeña cada uno?
3. ¿Por qué un volcán alimentado de magma muy viscoso es probablemente más peligroso para vidas y propiedades que un volcán abastecido con magma muy fluido?
4. Describa las lavas cordadas y aa.
5. Enumere los principales gases liberados durante una erupción volcánica. ¿Qué papel tienen los gases en las erupciones?
6. ¿En qué se diferencian las bombas volcánicas de los bloques de derrubios piroclásticos?
7. ¿Qué es la escoria? ¿En qué se diferencian la escoria y la pumita?
8. Compare un cráter volcánico con una caldera.
9. Compare y contraste los tres tipos principales de volcanes (tamaño, composición, forma y estilo de erupción).
10. Cite un volcán importante de cada uno de los tres tipos.
11. Compare brevemente las erupciones del Kilauea y el Parícutin.
12. Contraste la destrucción de la ciudad de Pompeya con la destrucción de la ciudad de San Pedro (marco temporal, material volcánico y naturaleza de la destrucción).
13. Describa la formación de Crater Lake. Compárela con la caldera que se encuentra en los volcanes en escudo, como el Kilauea.
14. ¿Cuáles son las mayores estructuras volcánicas de la Tierra?
15. ¿Qué es Shiprock, Nuevo México, y cómo se formó?
16. ¿En qué difieren las erupciones que crearon la llanura de Columbia de las erupciones que crean los grandes conos compuestos?
17. ¿Dónde son más comunes las erupciones fisurales?
18. ¿Con qué estructuras volcánicas están más a menudo asociadas las grandes coladas piroclásticas?
19. ¿Con qué tipo de roca se asocia el vulcanismo en los límites de placa divergentes? ¿Qué hace que las rocas se fundan en estas regiones?
20. ¿Qué es el anillo de fuego del Pacífico?
21. ¿Qué tipo de límite de placa se asocia con el anillo de fuego del Pacífico?
22. Los volcanes del anillo de fuego del Pacífico, ¿se definen generalmente como tranquilos o violentos? Nombre un volcán que apoyaría su respuesta.
23. ¿Cómo se generan los magmas a lo largo de los bordes de placa convergentes.
24. ¿Cuál es la fuente del magma para el vulcanismo intraplaca?
25. ¿Qué se entiende por vulcanismo de puntos calientes?
26. ¿A qué tipo de límite de placa se asocia la mayor cantidad de magma generado?
27. ¿Con cuál de las tres zonas de vulcanismo están asociadas las islas Hawái y Yellowstone? ¿La cordillera Cascade? ¿Las provincias de basaltos de inundación?
28. ¿Cuáles son los cuatro cambios que se controlan en una zona volcánica para detectar el movimiento del magma?
29. Describa cuatro riesgos naturales asociados con los volcanes.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

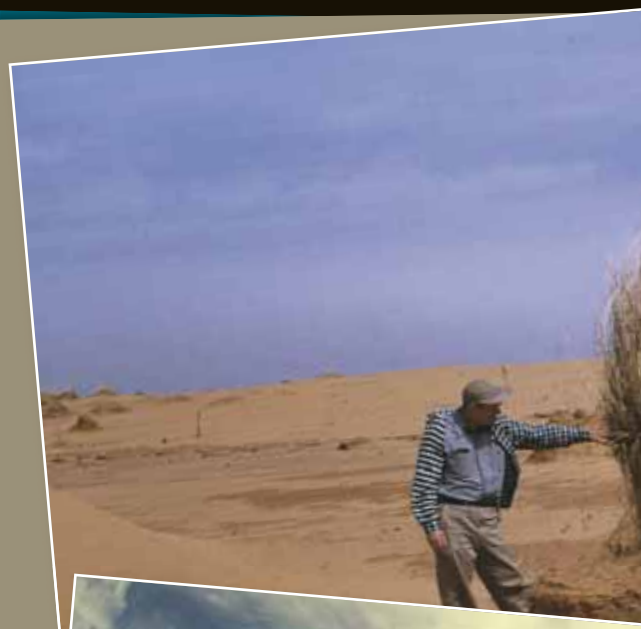
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

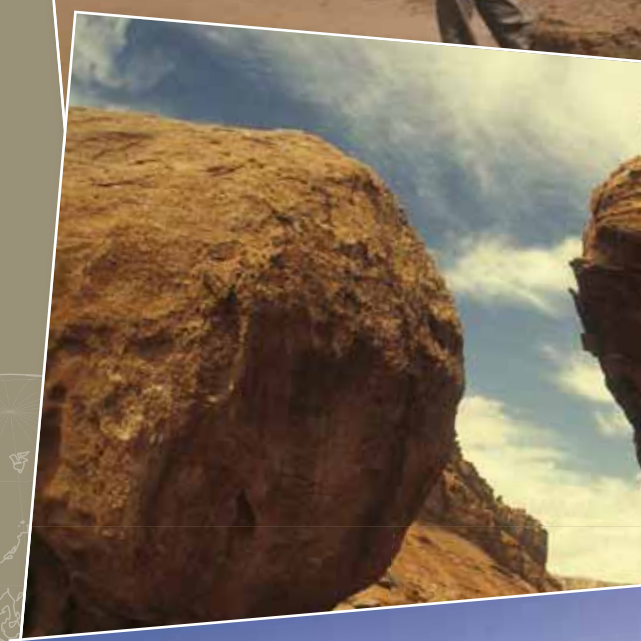
- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

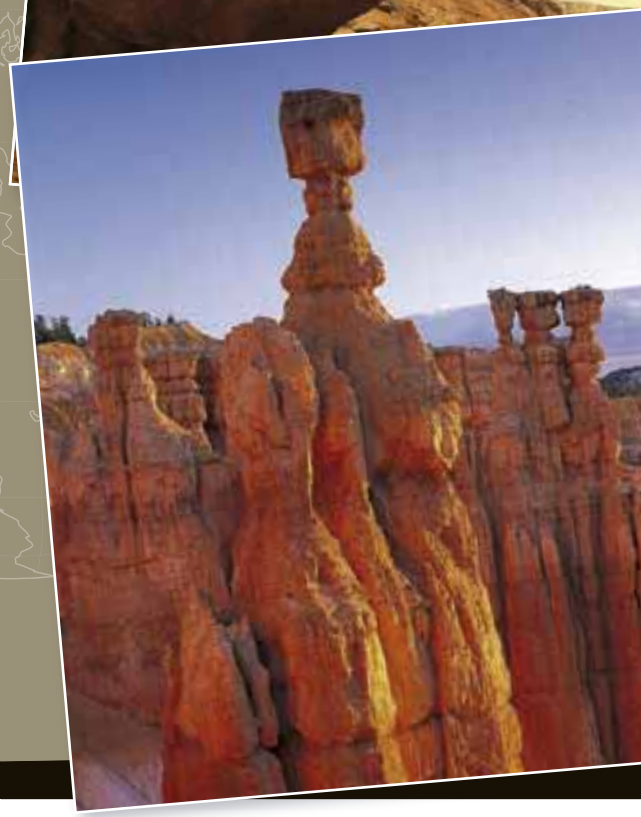
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

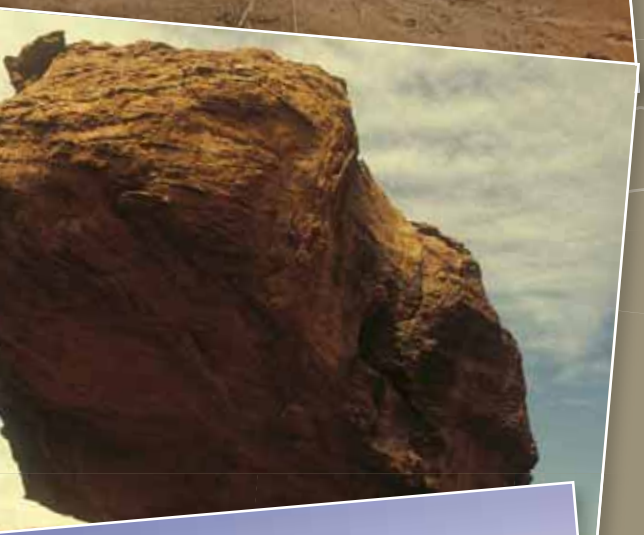
CAPÍTULO 6

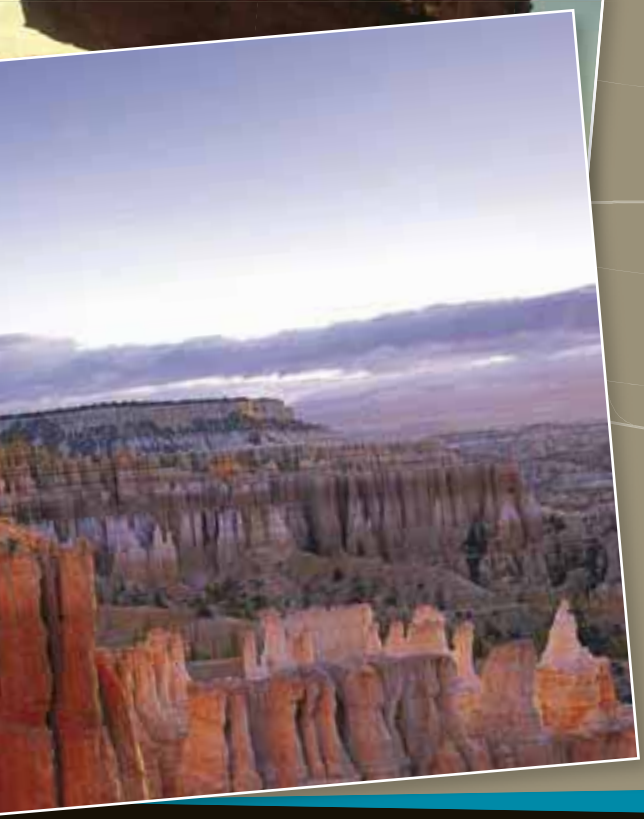
Meteorización y suelo











La superficie terrestre cambia continuamente. La roca se desintegra y se descompone, es desplazada a zonas de menor elevación por la gravedad y es transportada por el agua, el viento o el hielo. De este modo se esculpe el paisaje físico de la Tierra (Figura 6.1). Este capítulo se concentra en el primer paso de este proceso interminable, la meteorización. ¿Qué hace que la roca sólida se desmorone y por qué el tipo y la velocidad de la meteorización varían de un lugar a otro? También se examina el suelo, un producto importante del proceso de meteorización y un recurso vital.

PROCESOS EXTERNOS DE LA TIERRA

WEATHERING AND SOIL
▸ Earth's External Processes

La meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión se denominan **procesos externos** porque tienen lugar en la superficie terrestre o en sus proximidades y porque se alimentan de la energía solar. Los procesos externos son una parte básica del ciclo de las rocas porque son los responsables de la transformación de la roca sólida en sedimento.

Al observador casual puede parecerle que la superficie de la Tierra no cambia, que no le afecta el tiempo. De hecho, hace 200 años la mayor parte de la gente creía que las montañas, los lagos y los desiertos eran rasgos permanentes de una Tierra de la que se creía que no tenía más de unos pocos miles de años. En la actualidad sabemos que la Tierra tiene 4.600 millones de años y que las montañas acaban por ceder a la meteorización y la erosión, los lagos se llenan de sedimentos o son drenados por corrientes, y los desiertos vienen y van con los cambios climáticos.

La Tierra es un organismo dinámico. Algunas partes de la superficie terrestre se elevan de una manera gradual por la formación de montañas y la actividad volcánica. Estos **procesos internos** obtienen su energía del interior de la Tierra. Mientras tanto, procesos externos opuestos están continuamente desgastando la roca y desplazando los derrubios a zonas de menor elevación. Estos últimos procesos son:

1. **Meteorización:** descomposición física (desintegración) y alteración química (descomposición) de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella.
2. **Procesos gravitacionales:** transferencia de roca y suelo pendiente abajo por influencia de la gravedad.
3. **Erosión:** eliminación física de material por agentes dinámicos como el agua, el viento o el hielo.

En este capítulo nos concentraremos en la meteorización de las rocas y en los productos generados por esta actividad. Sin embargo, no es fácil separar la meteorización de los procesos gravitacionales y de la erosión porque, conforme la meteorización separa las rocas, la erosión y los procesos gravitacionales retiran los derrubios. Este transporte del material mediante la erosión y los procesos gravitacionales desintegran y descomponen aún más la roca.

FIGURA 6.1. Monument Valley de Arizona. Cuando la meteorización acentúa las diferencias en las rocas, a veces se crean paisajes espectaculares. A medida que las rocas se desintegran y se descomponen gradualmente, los procesos gravitacionales y la erosión retiran los productos de la meteorización (Foto de Michael Collier).

METEORIZACIÓN

WEATHERING AND SOIL
▸ Types of Weathering

Se produce meteorización continuamente a todo nuestro alrededor, pero parece un proceso tan lento y sutil que es fácil subestimar su importancia. No obstante, hay que recordar que la meteorización es una parte básica del ciclo de las rocas y, por tanto, un proceso clave del sistema Tierra. La meteorización es también importante para los seres humanos, incluso para los que no estudian Geología. Por ejemplo, muchos de los minerales que sustentan la vida y los elementos encontrados en el suelo, y en último extremo el alimento que comemos, se liberaron de la roca sólida por procesos de meteorización. Como ilustran la fotografía que abre este capítulo, Figura 6.1, y muchas otras imágenes de este libro, la meteorización contribuye también a la formación de algunos de los escenarios más espectaculares de la Tierra. Por supuesto, estos mismos procesos son responsables también de provocar el deterioro de muchas de las estructuras que nosotros construimos (Figura 6.2).

Todos los materiales son susceptibles de meteorización. Consideremos, por ejemplo, el producto fabricado hormigón, que se parece mucho a una roca sedimentaria denominada conglomerado. Un muro de hormigón recién construido tiene un aspecto liso, fresco, inalterado por la meteorización. Sin embargo, no muchos años después, la misma superficie aparecerá desconchada, agrietada y rugosa, quedando expuestos, en su superficie, los cantos. Si hay un árbol cerca, sus raíces pueden también desplazarse horizontalmente y combar el hormigón. Los mismos procesos naturales que acaban desgajando un muro de hormigón actúan también para desintegrar la roca.

FIGURA 6.2. Incluso los monumentos más «sólidos» que levanta el ser humano acaban cediendo al ataque día tras día de los procesos de meteorización. Templo de Zeus, Atenas, Grecia (Foto de CORBIS).

La meteorización se produce cuando la roca es fragmentada mecánicamente (desintegrada) o alterada químicamente (descompuesta), o ambas cosas. La **meteorización mecánica** se lleva a cabo por fuerzas físicas que rompen la roca en trozos cada vez más pequeños sin modificar la composición mineral de la roca. La **meteorización química** implica una transformación química de la roca en uno o más compuestos nuevos. Se pueden ilustrar estos dos conceptos con un trozo de papel. El papel puede desintegrarse rompiéndolo en trozos cada vez más pequeños, mientras que la descomposición se produce cuando se prende fuego al papel y se quema.

¿Por qué se meteoriza la roca? Dicho en términos sencillos, la meteorización es la respuesta de los materiales terrestres a un ambiente cambiante. Por ejemplo, después de millones de años de levantamiento y erosión, las rocas situadas encima de un gran cuerpo ígneo intrusivo pueden ser eliminadas, dejándolo expuesto a la superficie. Esta masa de roca cristalina (formada bajo la superficie en zonas profundas donde las temperaturas y las presiones son elevadas) queda ahora sometida a un ambiente superficial muy diferente y comparativamente hostil. Como respuesta, esta masa rocosa cambiará de manera gradual. Esta transformación de la roca es lo que denominamos meteorización.

En las siguientes secciones comentaremos los diversos modos de meteorización mecánica y química. Aunque vamos a considerar estos dos procesos por separado, debe tenerse en cuenta que en la naturaleza normalmente actúan a la vez y se refuerzan uno a otro.

METEORIZACIÓN MECÁNICA

WEATHERING AND SOIL
▸ Mechanical Weathering

Cuando una roca experimenta *meteorización mecánica,* se rompe en fragmentos cada vez más pequeños, que conservan cada uno las características del material original. El resultado final son muchos fragmentos pequeños procedentes de uno grande. En la Figura 6.3 se muestra que la ruptura de una roca en trozos más pequeños aumenta el área superficial disponible para el ataque químico. Una situación análoga se produce cuando se añade azúcar a un líquido: un cubito de azúcar se disolverá mucho más despacio que un volumen igual de gránulos de azúcar porque el cubito tiene mucha menos área superficial disponible para su disolución. Por consiguiente, al romper las rocas en fragmentos más pequeños, la

FIGURA 6.3. La meteorización química puede ocurrir solo en aquellas porciones de una roca que quedan expuestas a los elementos. La meteorización mecánica rompe la roca en fragmentos cada vez más pequeños, lo que aumenta el área superficial disponible para el ataque químico.

meteorización mecánica incrementa la cantidad de área superficial disponible para la meteorización química.

En la naturaleza, hay cuatro procesos físicos importantes que inducen la fragmentación de la roca: fragmentación por helada, expansión provocada por la descompresión, expansión térmica y actividad biológica. Además, aunque la acción de los agentes erosivos, como el viento, el hielo y el agua, se considera independiente de la meteorización física, esta es, sin embargo, importante. Conforme estos agentes dinámicos retiran los restos rocosos, desintegran inexorablemente estos materiales.

Fragmentación por el hielo (gelifracción)

Si se deja una botella de vidrio en el congelador más de lo necesario, se encontrará la botella totalmente rota. La botella se rompe porque el agua líquida tiene la propiedad única de expandirse alrededor de un 9 por ciento cuando se congela. Esta es la razón también de que las tuberías de agua mal aisladas o expuestas a la intemperie se rompan durante el tiempo muy frío. También cabe esperar que este mismo proceso fracture las rocas en la naturaleza. Esta es, de hecho, la base para la explicación tradicional de la rotura por **cuñas de hielo** o **gelifracción**. Después de que el agua se abra camino por las grietas de una roca, el agua congelada aumenta el tamaño de aquellas y se producen fragmentos angulares de roca (Figura 6.4).

Durante muchos años la creencia popular era que la mayor parte de la fragmentación por cuñas de hielo se producía de esta forma. Recientemente, sin embargo, la investigación ha demostrado que también puede ocurrir de una forma diferente[1]. Hace tiempo que se sabe que cuando los suelos húmedos se congelan, se expanden debido al crecimiento de lentes de hielo. Esas masas de hielo van creciendo porque son alimentadas por el agua que migra de las zonas congeladas en forma de delgadas películas de líquido. A medida que se acumula y se congela más cantidad de agua, el suelo se va levantando. Un proceso similar ocurre dentro de las fracturas y los espacios porosos de las rocas. Las lentes de hielo van aumentando de tamaño a medida que atraen agua líquida de los poros de alrededor. El crecimiento de esas masas de hielo debilita gradualmente la roca, haciendo que se fracture (Recuadro 6.1).

Crecimiento de cristales salinos

Otra fuerza expansiva que puede romper las rocas es la creada por el crecimiento de cristales de sal. Las líneas de costa rocosas y las regiones áridas son ámbitos comunes para este proceso. Empieza cuando las gotitas de mar procedentes de las olas rompientes o del agua subterránea salada penetra en las grietas y los espacios porosos de la roca. A medida que esta agua se evapora, precipitan cristales salinos. Conforme estos cristales van creciendo gradualmente, debilitan la roca separando los granos circundantes o aumentando las grietas diminutas.

Este mismo proceso puede contribuir también a destruir las carreteras en las que se extiende sal para derretir la nieve y el hielo en invierno. La sal se disuelve en

[1] Bernard Hallet, «Why Do Freezing Rocks Break?,» *Science*, Vol. 314, 17 de noviembre de 2006, pág. 1092-93.

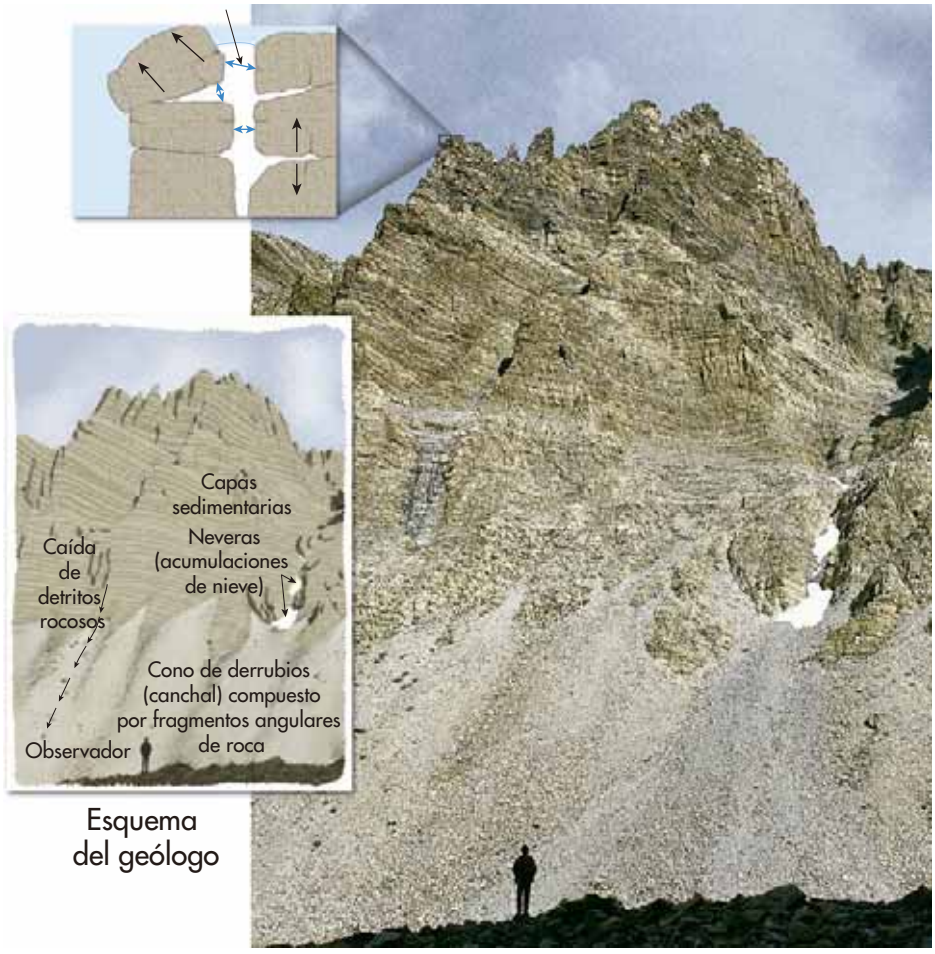


FIGURA 6.4. Representación tradicional de las cuñas de hielo. Conforme el agua se congela, se expande, ejerciendo una fuerza lo bastante grande como para romper la roca. Cuando se producen cuñas de hielo en un ambiente como este, los fragmentos de roca rotos caen a la base del acantilado y crean una acumulación en forma de cono de fragmentos angulares de roca conocida como cono de derrubios (canchal) (Foto de Marli Miller).

el agua y se filtra en las grietas que muy probablemente se originaron por la acción del hielo. Cuando el agua se evapora, el crecimiento de los cristales de sal rompe aun más el pavimento.

Lajamiento

Cuando grandes masas de roca ígnea, en particular granito, quedan expuestas a la erosión, empiezan a soltarse losas concéntricas. El proceso que genera estas capas semejantes a las de una cebolla se denomina **lajamiento**. Se piensa que esto ocurre, al menos en parte, debido a la gran reducción de la presión que se produce cuando la roca situada encima es erosionada, un proceso denominado *descompresión*. Acompañando a esta descompresión, las capas externas se expanden más que la roca situada debajo y, de esta manera, se separan del cuerpo rocoso (Figura 6.5). La meteorización continua acaba por separar y desgajar las lajas, creando los **domos de exfoliación** (*ex* = fuera; *folium* = hoja). Son excelentes ejemplos de domos de exfoliación la montaña Stone, en Georgia; y Half Dome y Liberty Cap en el Yosemite National Park (Figura 6.5).

La minería profunda nos proporciona otro ejemplo de cómo se comportan las rocas una vez que se ha eliminado la presión de confinamiento. Se conocen casos de estallidos de grandes bloques de roca de las paredes de las galerías de minas recién abiertas debido a la abrupta reducción de la presión. Pruebas de este tipo, más el hecho de que la fractura se produce en paralelo a la base de una cantera cuando se eliminan grandes bloques de roca, apoyan con fuerza el proceso de descompresión como causa del lajamiento.

Aunque muchas fracturas se crean por expansión, otras se producen por contracción durante la cristalización del magma (*véase* Figura 4.30, pág. 152), y otras son debidas a las fuerzas tectónicas que actúan durante la formación de montañas. Las fracturas producidas por estas actividades forman generalmente un modelo definido y se denominan *diaclasas* (Figura 6.6). Las diaclasas son estructuras

ENTENDER LA TIERRA

El Hombre Viejo de la Montaña

RECUADRO 6.1

El Hombre Viejo de la Montaña, también conocido como la Gran Cara de Piedra o, simplemente, el Perfil, era uno de los símbolos más conocidos y más duraderos de New Hampshire (el *estado del granito*). A principios de 1945, aparecía en el centro del emblema oficial del estado. Era una formación rocosa natural esculpida del granito rojo de Conway que, cuando se miraba desde el lugar adecuado, parecía un anciano (Figura 6.A, izquierda). Cada año cientos de miles de personas viajaban hasta allí, para ver al Hombre Viejo, que sobresalía a una altura de la montaña Cannon, 360 m por encima del lago Profile en el Franconia Notch State Park, en el norte de New Hampshire.

La mañana del sábado 3 de mayo de 2003, los habitantes de New Hampshire recibieron la noticia de que el famoso punto de referencia había sucumbido a la naturaleza y se había hundido (Figura 6.A, derecha). El hundimiento acabó con décadas de esfuerzos para proteger el símbolo estatal de los mismos procesos naturales que lo habían creado antes. Al final se impusieron la gelifracción y otros procesos de meteorización.

FIGURA 6.A. **(izquierda)** El Hombre Viejo de la Montaña, en Franconia Notch, en las montañas Blancas de New Hampshire, con su aspecto anterior al 3 de mayo de 2003 (Jim Cole/AP Photo). El inserto muestra el emblema del estado de New Hampshire. **(derecha)** El famoso afloramiento de granito después de hundirse el 3 de mayo de 2003. Al final los mismos procesos naturales que esculpieron el Hombre Viejo lo destruyeron (Jim Cole/AP Photo).

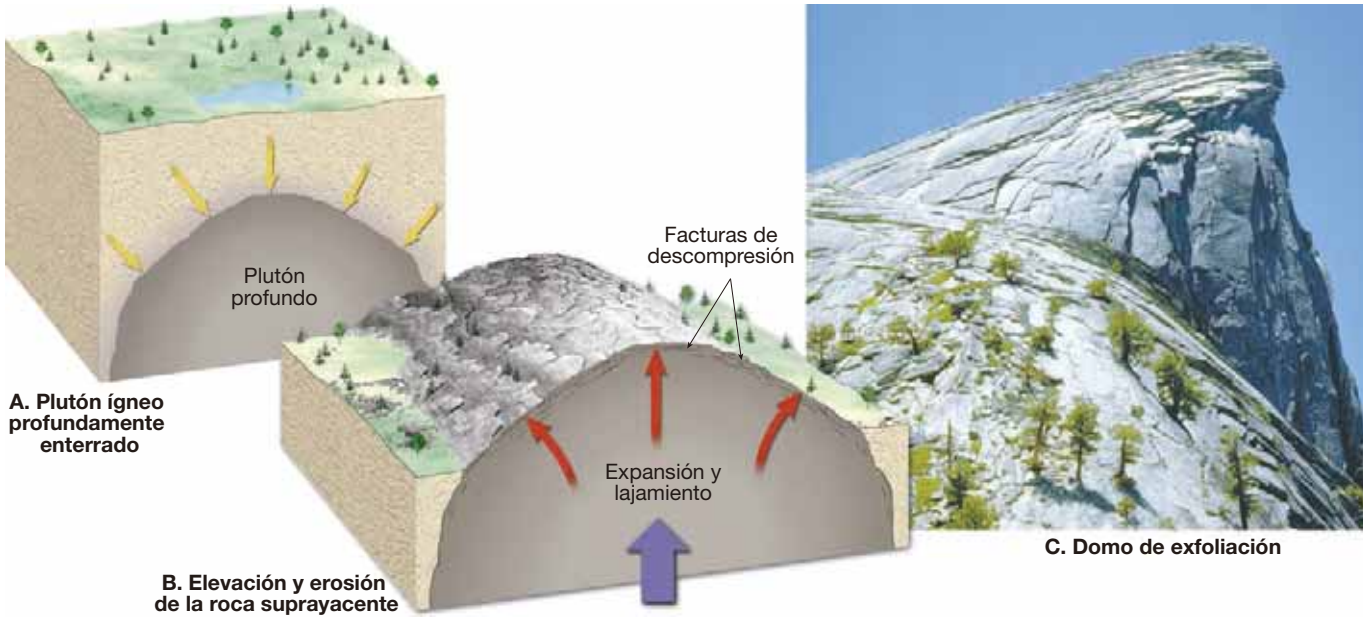


FIGURA 6.5. El lajamiento es provocado por la expansión de la roca cristalina a medida que la erosión se lleva el material suprayacente. Cuando el plutón enterrado en la profundidad de **A** queda expuesto en la superficie después de la elevación y la erosión de **B,** la masa ígnea se fractura en capas delgadas. La foto en **C** es la cima del Half Dome en el Yosemite National Park, California. Es un domo de exfoliación e ilustra las capas parecidas a las de las cebollas creadas por el lajamiento (Foto de Breck P. Kenty).

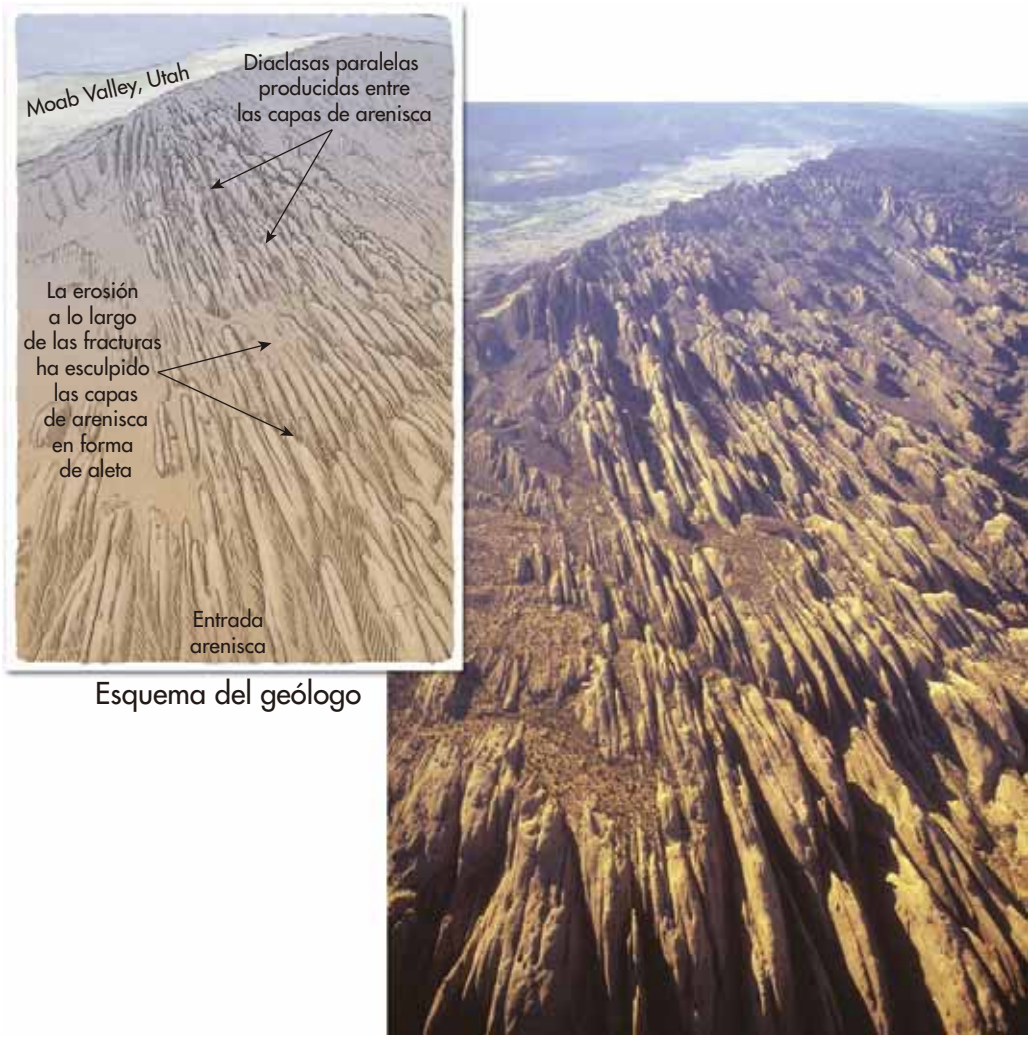


FIGURA 6.6. Perspectiva aérea de diaclasas casi paralelas cerca de Moab, Utah (Foto de Michael Collier.)

rocosas importantes que permiten la penetración del agua hasta zonas profundas y el comienzo del proceso de meteorización mucho antes de que la roca quede expuesta.

Expansión térmica

El ciclo diario de temperatura puede meteorizar las rocas, en particular en los desiertos cálidos donde las variaciones diurnas pueden superar los 30 °C. El calentamiento de una roca produce expansión y el enfriamiento causa contracción. La dilatación y contracción repetida de minerales con índices de expansión diferentes deben ejercer lógicamente cierta tensión sobre la capa externa de la roca.

Aunque en alguna ocasión se pensó que este proceso era de gran importancia para la desintegración de las rocas, los experimentos de laboratorio no han respaldado esta opinión. En una prueba, se calentaron rocas no meteorizadas a temperaturas mucho más elevadas que las normalmente experimentadas en la superficie y luego se enfriaron. Este proceso se repitió muchas veces para simular centenares de años de meteorización, pero las rocas mostraron poco cambio aparente.

No obstante, los cantos rodados de las áreas desérticas sí muestran signos de fragmentación que puede haber sido causada por cambios de temperatura (Figura 6.7). Una solución propuesta para este dilema sugiere que las rocas deben ser debilitadas por la meteorización química primero, antes de que puedan romperse como consecuencia de la actividad térmica. Además, este proceso puede ser reforzado por el rápido enfriamiento producido por una tempestad de lluvia en el desierto. Se necesitan más datos antes de llegar a una conclusión definitiva con respecto al efecto de la variación de temperaturas sobre la desintegración de las rocas.

Actividad biológica

Las actividades de los organismos, entre ellos las plantas, los animales excavadores y los seres humanos, también llevan a cabo meteorización. Las raíces vegetales

FIGURA 6.7. Estas piedras fueron antes cantos rodados; sin embargo, la larga exposición al clima desértico cálido las desintegró (Foto de C. B. Hunt, U. S. Geological Survey).

crecen entre las fracturas en busca de nutrientes y agua, y, conforme crecen, resquebrajan la roca (Figura 6.8). Los animales excavadores descomponen aún más la roca desplazando material fresco hacia la superficie, donde los procesos físicos y químicos pueden actuar con más efectividad. Los organismos de la descomposición también producen ácidos que contribuyen a la meteorización química. Allí donde se ha volado la roca en busca de minerales o para la construcción de carreteras, el impacto humano es particularmente notable.

METEORIZACIÓN QUÍMICA

WEATHERING AND SOIL
▸ Chemical Weathering

En los párrafos anteriores, en los que se comenta la meteorización mecánica, aprendimos que la ruptura de las rocas en fragmentos más pequeños ayuda a la meteorización química al aumentar la superficie disponible para el ataque químico. Debe puntualizarse también que la meteorización química contribuye a la meteorización mecánica. Lo hace así debilitando las partes externas de algunas rocas, lo que, a su vez, las hace más susceptibles de ser rotas por procesos de meteorización mecánica.

Por *meteorización química* se entienden los complejos procesos que descomponen los componentes de las rocas y las estructuras internas de los minerales. Dichos procesos convierten los constituyentes en minerales nuevos o los liberan al ambiente circundante. Durante esta transformación, la roca original se descompone en sustancias que

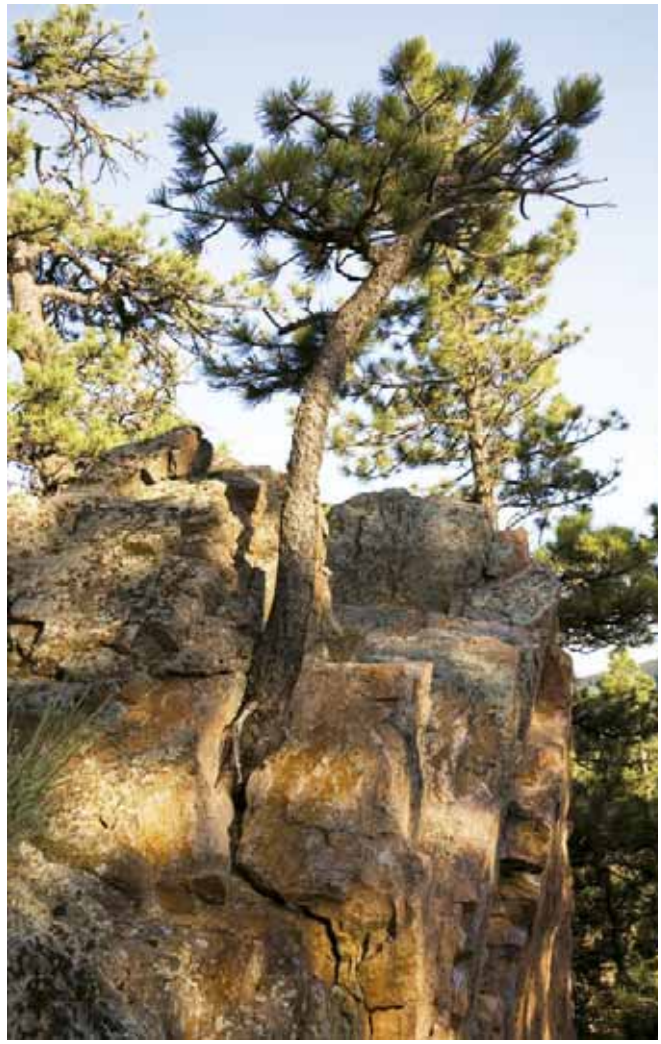


FIGURA 6.8. La penetración de las raíces amplía las fracturas de la roca y ayuda al proceso de meteorización mecánica. Mt. Sanitas, Boulder, Colorado (Foto de Kirstin Piljay).

son estables en el ambiente superficial. Por consiguiente, los productos de la meteorización química se mantendrán esencialmente inalterados en tanto en cuanto permanezcan en un ambiente similar a aquel en el cual se formaron.

El agua es con mucho el agente de meteorización química más importante. El agua pura sola es un buen disolvente y cantidades pequeñas de materiales disueltos dan como resultado un aumento de la actividad química para las disoluciones de meteorización. Los principales procesos de meteorización química son la disolución, la oxidación y la hidrólisis. El agua desempeña un papel principal en cada uno de ellos.

Disolución

Quizás el tipo de descomposición más fácil que se pueda imaginar es el proceso de **disolución**. Exactamente igual a como se disuelve el azúcar en el agua lo hacen

ciertos minerales. Uno de los minerales más hidrosolubles es la halita (sal común) que, como quizá recuerde, está compuesta de iones sodio y cloro. La halita se disuelve fácilmente en agua porque, aunque este compuesto mantiene una neutralidad eléctrica general, sus iones individuales conservan sus cargas respectivas.

Además, las moléculas de agua circundantes son polares, es decir, el extremo del oxígeno de la molécula tiene una pequeña carga negativa residual; el extremo del hidrógeno tiene una pequeña carga positiva. Cuando las moléculas de agua entran en contacto con la halita, sus extremos negativos se aproximan a los iones sodio y sus extremos positivos se agrupan alrededor de los iones cloro. Esto altera las fuerzas de atracción existentes en el cristal de halita y libera los iones a la disolución acuosa (Figura 6.9).

Aunque la mayoría de los minerales son, para todos los efectos prácticos, insolubles en agua pura, la presencia de una cantidad incluso pequeña de ácido aumenta de una manera notable la fuerza corrosiva del agua. (Una disolución ácida contiene el ion hidrógeno reactivo, H^+.) En la naturaleza, los ácidos se producen por una serie de procesos. Por ejemplo, el ácido carbónico se crea cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en las gotas de lluvia. Conforme el agua de lluvia acidificada va calando en el terreno, el dióxido de carbono de este último puede aumentar la acidez de la disolución de meteorización. También se liberan varios ácidos orgánicos cuando los organismos se descomponen, y la meteorización de la pirita y de otros sulfuros produce ácido sulfúrico.

Con independencia de la fuente de donde proceda el ácido, esta sustancia enormemente reactiva descompone con facilidad la mayoría de las rocas y produce ciertos productos que son hidrosolubles. Por ejemplo, el mineral calcita, $CaCO_3$, que es el componente de rocas ornamentales comunes, el mármol y la caliza, resulta fácilmente atacado incluso por una disolución débilmente ácida.

La reacción global por medio de la cual la calcita se disuelve en agua que contiene dióxido de carbono es:

$$CaCO^3 + (H^+ + HCO_3^-) \longrightarrow Ca^{2+} + 2\,HCO_3^-$$

calcita — ácido carbónico — ion calcio — ion bicarbonato

Durante este proceso, el carbonato cálcico insoluble se transforma en productos solubles. En la naturaleza, durante periodos de miles de años, grandes cantidades de caliza se disuelven y son transportadas por el agua subterránea. Esta actividad se pone claramente de manifiesto por el gran número de cuevas situadas debajo de la superficie encontradas en muchos lugares (Figura 6.10). Los monumentos y los edificios construidos con caliza y mármol están también sujetos a la acción corrosiva de los ácidos, en particular en las áreas industriales donde el aire está contaminado y lleno de humo (Recuadro 6.2).

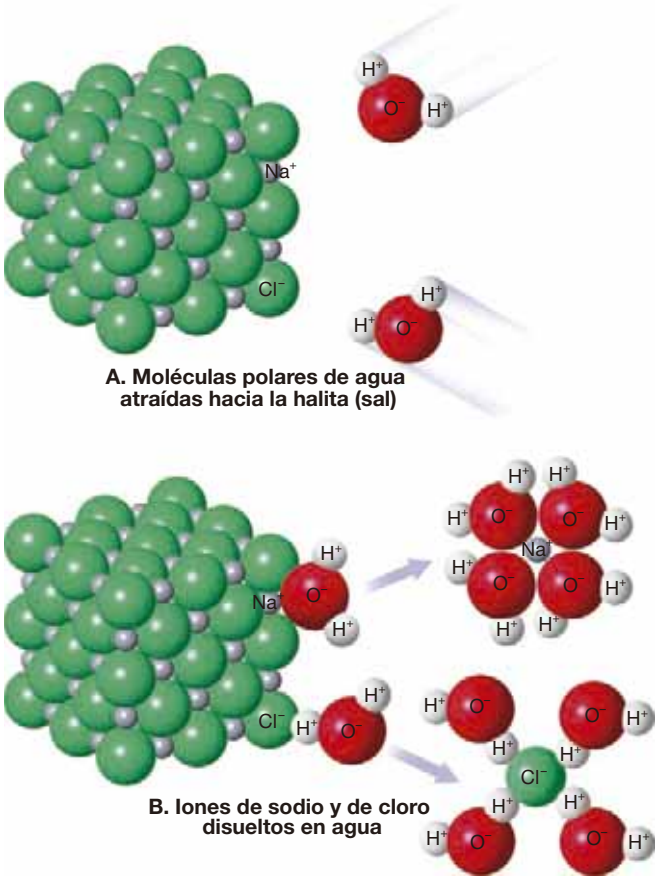


FIGURA 6.9. Ilustración de halita disolviéndose en agua. **A.** Los iones de sodio y de cloro son atacados por las moléculas polares de agua. **B.** Una vez separados, esos iones son rodeados por una serie de moléculas de agua, como se muestra en la figura.

FIGURA 6.10. El poder disolvente del ácido carbónico desempeña un papel importante en la formación de las cuevas de caliza. Cuevas Carlsbad, Parque Nacional, Nuevo México (Foto de INTERFOTO/ Alamy).

La Tierra como sistema

Lluvia ácida: un impacto humano sobre el sistema Tierra

RECUADRO 6.2

Los seres humanos forman parte del complejo interactivo completo que denominamos sistema Tierra. Como tales, nuestras acciones inducen cambios en todas las demás partes del sistema. Por ejemplo, al realizar nuestras rutinas normales, los seres humanos modificamos la composición de la atmósfera. Estas modificaciones atmosféricas, a su vez, causan cambios imprevistos y no queridos en la hidrosfera, la biosfera y la Tierra sólida. La lluvia ácida es un ejemplo pequeño, pero significativo.

Los monumentos y las estructuras de piedra descompuestos son imágenes comunes en muchas ciudades (Figura 6.B). Aunque contamos con que la roca se descomponga de manera gradual, muchos de esos monumentos han sucumbido antes de lo previsto. Una causa importante de esta aceleración de la meteorización química es la lluvia ácida.

La lluvia es algo ácida en estado natural (Figura 6.C). Cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en el agua, el producto es el ácido carbónico débil. Sin embargo, por *lluvia ácida* entendemos una precipitación mucho más ácida que la lluvia y la nieve naturales no contaminadas.

Como consecuencia de la combustión de grandes cantidades de combustibles fósiles, como el carbón y los productos derivados del petróleo, se liberan a la atmósfera millones de toneladas de azufre y óxidos de nitrógeno al año en Estados Unidos. En 2007, el total fue de 37 millones de toneladas[1]. Las principales fuentes de esas emisiones son las centrales de producción de energía, los procesos industriales, como el refino del petróleo y las fundiciones, y los vehículos de todo tipo. A través de una serie de reacciones químicas complejas, algunos de esos contaminantes se convierten en ácidos que luego caen a la superficie de la Tierra en forma de lluvia o nieve. Otra parte se deposita en forma seca y luego se convierte en ácido después de entrar en contacto con las precipitaciones, el rocío o la niebla.

En el norte de Europa y el este de Norteamérica se ha experimentado lluvia ácida generalizada durante algún tiempo. Los estudios han demostrado también que se produce lluvia ácida en muchas otras regiones, entre ellas el oeste norteamericano, Japón, China, Rusia y Sudamérica. Además de las fuentes de contaminación local, una parte de la acidez encontrada en el noreste de Estados Unidos y el este de Canadá se origina a centenares de kilómetros en las regiones industrializadas del sur y el suroeste. Esta situación se produce porque muchos contaminantes permanecen en la atmósfera hasta cinco días, durante los cuales pueden ser transportados a grandes distancias.

[1] La cifra ha ido cayendo poco a poco. Los datos de la EPA muestran que en 1990 el total combinado de dióxido de azufre y de óxidos de nitrógeno emitidos en Estados Unidos era de 48 millones de toneladas. En 2000, era de 38 millones.

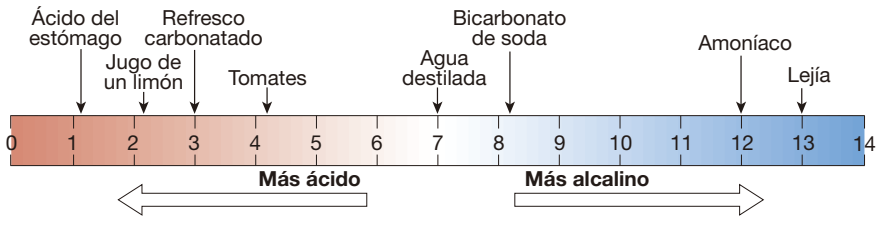


FIGURA 6.C. La *escala de pH* es una medida común del grado de acidez y alcalinidad de una disolución. La escala oscila entre 0 y 14; un valor de 7 indica que una disolución es neutra. Los valores inferiores a 7 indican una mayor acidez, mientras que las cifras superiores a 7 indican una mayor alcalinidad. En el diagrama se muestran los valores de pH de algunas sustancias familiares. El agua destilada es neutra (pH 7), pero el agua de la lluvia es ácida de forma natural. Es importante observar que la escala de pH es logarítmica; es decir, cada aumento de un número completo indica una diferencia de diez. Por tanto, un pH 4 es 10 veces más ácido que un pH de 5 y 100 veces (10 x 10) más ácido que un pH de 6.

FIGURA 6.B. La lluvia ácida acelera la meteorización química de los monumentos y las estructuras de piedra (Foto de Adam Hart-Davis/Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.).

Se piensa que los efectos ambientales dañinos de la lluvia ácida son considerables en algunas áreas e inminentes en otras (Figura 6.D). El efecto mejor conocido es el aumento de la acidez en centenares de lagos de Escandinavia y del este norteamericano. Acompañando a esto ha habido un aumento sustancial del aluminio disuelto, que es lixiviado del suelo por el agua ácida, lo que es tóxico para los peces. Como consecuencia han desaparecido prácticamente todos los peces de algunos lagos y en otros está a punto de ocurrir lo mismo. Los ecosistemas se caracterizan por muchas interacciones a muchos niveles de organización, lo que significa que es difícil y caro evaluar los efectos de la lluvia ácida en esos sistemas complejos, y que esta evaluación dista mucho de ser completa.

Incluso dentro de zonas pequeñas, los efectos de la lluvia ácida pueden variar significativamente de un lago a otro. Gran parte de esta variación está relacionada con la composición del suelo y los materiales rocosos en la zona que rodea al lago. Dado que minerales como la calcita pueden neutralizar las disoluciones ácidas, es menos probable que se vuelvan ácidos los lagos que están rodeados por materiales ricos en calcita. Por el contrario, los lagos que carecen de este material de tamponamiento pueden verse muy gravemente afectados. Aun así, el pH de los lagos que no se han acidificado todavía

puede caer en un lapso de tiempo a medida que se va agotando el material de tamponamiento del suelo circundante.

Además de los muchos lagos que ya no pueden albergar la vida de los peces, la investigación indica que la lluvia ácida pueden reducir también los rendimientos de las cosechas agrícolas y deteriorar la productividad de los bosques. La lluvia ácida no solo perjudica a las hojas, sino que también daña a las raíces y lixivia los nutrientes minerales del suelo. Por último, la lluvia ácida promueven la corrosión de los metales y contribuyen a la destrucción de las estructuras de piedra.

FIGURA 6.D. El daño a los bosques causado por la lluvia ácida está bien documentado en Europa y en el este de Norteamérica. Estos árboles de las montañas Great Smoky han sido dañados por nubes cargadas de lluvia ácida (Foto de Doug Locke/Dembinsky Photo Associates).

Los iones solubles procedentes de reacciones de este tipo se conservan en el agua subterránea de la que nos abastecemos. Son estos iones disueltos los responsables de la denominada agua dura encontrada en muchas localidades. Sencillamente, el agua dura es indeseable porque los iones activos reaccionan con el jabón para producir un material insoluble que hace del jabón algo casi inútil para eliminar la suciedad. Para resolver este problema puede utilizarse un ablandador del agua con objeto de eliminar esos iones, generalmente sustituyéndolos por otros que no reaccionan químicamente con el jabón.

Oxidación

Todos hemos visto objetos de hierro y de acero que se oxidaron cuando quedaron expuestos al agua (Figura 6.11). Lo mismo puede ocurrir con los minerales ricos en hierro. El proceso de oxidación se produce cuando el oxígeno se combina con el hierro para formar el óxido férrico, como sigue:

$$4\,Fe + 3\,O_2 \longrightarrow 2\,Fe_2O_3$$

hierro oxígeno óxido férrico (hematites)

Este tipo de reacción química, denominado **oxidación**[2], se produce cuando se pierden electrones de un elemento durante la reacción. En este caso, decimos que el hierro se oxidó porque perdió electrones en favor del oxígeno. Aunque la oxidación del hierro progresa muy lentamente en un ambiente seco, la adición de agua aumenta enormemente la velocidad de la reacción.

La oxidación es importante en la descomposición de minerales ferromagnesianos como el olivino, el piroxeno y la hornblenda. El oxígeno se combina fácilmente con el hierro en esos minerales para formar el óxido férrico de color marrón rojizo denominado *hematites* (Fe_2O_3), o, en otros casos, una herrumbre de color amarillento denominada *limonita* [FeO(OH)]. Estos productos son responsables del color herrumbroso que aparece en las superficies de las rocas ígneas oscuras, como el basalto, cuando empiezan a experimentar meteorización. Sin embargo, la oxidación solo puede ocurrir después de que el hierro es liberado de la estructura del silicato por otro proceso denominado hidrólisis.

FIGURA 6.11. El hierro reacciona con el oxígeno y forma óxido de hierro, como se ve en estos barriles oxidados. (Foto de Steven Robertson/iStockphoto).

Otra reacción de oxidación importante se produce cuando se descomponen los sulfuros, como la pirita. Los sulfuros son constituyentes importantes de muchas menas metálicas, y la pirita se encuentra también asociada a menudo con los depósitos de carbón. En un ambiente húmedo, la meteorización química de la pirita (FeS_2) produce ácido sulfúrico (H_2SO_4) y oxi-hidróxido de hierro [FeO(OH)]. En muchas localidades mineras, este proceso de meteorización produce un grave riesgo ambiental, en particular en las áreas húmedas donde el agua de la lluvia se infiltra en las escombreras marginales (material de desecho que queda después de extraer el carbón u otros minerales). Este denominado *drenaje ácido de mina* acaba por abrirse camino hacia los ríos, matando los organismos acuáticos y degradando el hábitat acuático (Figura 6.12).

[2] El lector debe observar que el término oxidación se refiere a cualquier reacción química en la cual un compuesto o radical pierde electrones. El elemento oxígeno no está necesariamente presente.

FIGURA 6.12. Esta agua que va penetrando desde una mina abandonada en Colorado es un ejemplo de *drenaje ácido de mina.* El drenaje ácido de mina es agua con una gran concentración de ácido sulfúrico (H_2SO_4) producida por la oxidación de los minerales sulfuros como la pirita. Cuando esta agua rica en ácido migra desde su origen puede contaminar las aguas superficiales y las subterráneas y provocar daños ecológicos importantes (Foto de Tim Haske/Profiles West/Photography).

Hidrólisis

El grupo mineral más común, el de los silicatos, se descompone sobre todo mediante el proceso de **hidrólisis** (*hydro* = agua; *lysis* = aflojamiento), que consiste básicamente en la reacción de cualquier sustancia con el agua. Idealmente la hidrólisis de un mineral podría tener lugar en agua pura conforme algunas de las moléculas de agua se disocian para formar los iones muy reactivos hidrógeno (H^+) e hidroxilo (OH^-). Son los iones de hidrógeno los que atacan y sustituyen a otros iones positivos encontrados en el retículo cristalino. Con la introducción de los iones hidrógeno en la estructura cristalina, se destruye la disposición ordenada original de los átomos y se descompone el mineral.

En la naturaleza, el agua contiene normalmente otras sustancias que contribuyen con más iones hidrógeno, acelerando de esta manera en gran medida la hidrólisis. La más común de esas sustancias es el dióxido de carbono, CO_2, que se disuelve en agua para formar ácido carbónico, H_2CO_3. La lluvia disuelve algo del dióxido de carbono en la atmósfera y otras cantidades, liberadas por la materia orgánica en descomposición, se adquieren a medida que el agua se infiltra a través del terreno.

En el agua, el ácido carbónico se ioniza para formar iones hidrógeno (H^+) e iones bicarbonato (HCO_3^-). Para ilustrar cómo experimenta hidrólisis una roca en presencia de ácido carbónico, examinemos la meteorización química del granito, una roca continental común. Recordemos que el granito se compone fundamentalmente de cuarzo y feldespato potásico. La meteorización del feldespato potásico componente del granito es la siguiente:

$$\underset{\text{feldespato potásico}}{2\,KAlSi_3O_8} + \underset{\text{ácido carbónico}}{2(H^+ + HCO_3^-)} + \underset{\text{agua}}{H_2O} \longrightarrow$$

$$\underset{\substack{\text{caolinita}\\\text{(arcilla residual)}}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underbrace{\underset{\substack{\text{ion}\\\text{potasio}}}{2\,K^+} + \underset{\substack{\text{ion}\\\text{bicarbonato}}}{2\,HCO_3^-}}_{\text{en disolución}} + \underset{\text{sílice}}{4SiO_2}$$

En esta reacción, los iones hidrógeno (H^+) atacan y sustituyen a los iones potasio (K^+) en la estructura del feldespato, alterando así la red cristalina. Una vez retirado, el potasio está disponible como nutriente para las plantas o se convierte en la sal soluble bicarbonato potásico ($KHCO_3$), que puede incorporarse en otros minerales o ser transportado al océano.

El producto más abundante de la descomposición química del feldespato potásico es el mineral de la arcilla caolinita. Los minerales de la arcilla son los productos finales de la meteorización y son muy estables a las condiciones que predominan en la superficie. Por consiguiente, los minerales de la arcilla constituyen un porcentaje elevado del material inorgánico de los suelos. Además, la roca sedimentaria más abundante, la lutita, contiene una elevada proporción de minerales de la arcilla.

Además de la formación de minerales de la arcilla durante la meteorización del feldespato potásico, las aguas subterráneas extraen algo de sílice de la estructura del feldespato y la transportan. Esta sílice disuelta acabará precipitando, produciendo nódulos de sílex, o llenará los espacios porosos que quedan entre los granos de sedimento, o será transportada al océano, donde los animales microscópicos lo extraerán del agua para formar sus duras conchas de sílice.

En resumen, la meteorización del feldespato potásico genera un mineral residual de la arcilla, una sal soluble (bicarbonato potásico) y algo de sílice, que se disuelve.

El cuarzo, el otro componente principal del granito, es muy resistente a la meteorización química; se mantiene sustancialmente inalterado cuando es atacado por disoluciones ácidas débiles. Como consecuencia, cuando el granito experimenta meteorización, los cristales de feldespato pierden brillo y se convierten lentamente en arcilla, liberando los granos de cuarzo, antes entrelazados, que todavía conservan su aspecto fresco, vítreo. Aunque algo del cuarzo permanece en el terreno, gran parte es finalmente transportado al mar o a otros lugares de depósito, donde se convierte en el constituyente principal de algunos accidentes geográficos como las playas arenosas y las dunas de arena. Con el tiempo, estos granos de cuarzo pueden litificarse para formar la roca sedimentaria arenisca.

En la Tabla 6.1 se numeran los productos de meteorización de algunos de los silicatos más comunes.

Recordemos que los silicatos constituyen la mayor parte de la corteza terrestre y que esos minerales están compuestos esencialmente por solo ocho elementos. Cuando son meteorizados químicamente, los silicatos suministran iones sodio, calcio, potasio y magnesio que forman productos solubles, que pueden ser extraídos del agua subterránea. El hierro se combina con el oxígeno, originando óxidos de hierro relativamente insolubles, fundamentalmente hematites y limonita, que proporcionan al suelo un color marrón rojizo o amarillento. Bajo la mayoría de las condiciones, los tres elementos restantes, aluminio, sílice y oxígeno, se unen con el agua para producir minerales residuales de la arcilla. Sin embargo, incluso los minerales de arcilla más insolubles van siendo eliminados muy lentamente por el agua subsuperficial.

Tabla 6.1. Productos de la meteorización.

Mineral	Productos residuales	Material en disolución
Cuarzo	Granos de cuarzo	Sílice
Feldespato	Minerales de la arcilla	Sílice K^+, Na^+, Ca^{2+}
Anfíbol (hornblenda)	Minerales de la arcilla Limonita Hematites	Sílice Ca^{2+}, Mg^{2+}
Olivino	Limonita Hematites	Sílice Mg^{2+}

A veces los alumnos preguntan...

¿La arcilla creada por la meteorización química es la misma arcilla que se utiliza para hacer cerámica?

Sí. La caolinita, la arcilla que se describe en la sección sobre la hidrólisis, se llama *caolín* y se utiliza para la porcelana de alta calidad. Sin embargo, cantidades mucho mayores de esta arcilla se utilizan como revestimiento en la fabricación del papel de alta calidad, como el que se utiliza en este libro.
De hecho la meteorización crea muchos minerales de la arcilla diferentes y con distintos usos. Los minerales de la arcilla se utilizan en la fabricación de ladrillos, baldosas, tuberías y cemento. Las arcillas se utilizan como lubricantes en los pozos de perforación de las perforadoras y son un ingrediente común de la pintura. Productos tan variados como el conversor catalítico de un coche y los filtros utilizados en la elaboración de la cerveza y el vino dependen de los minerales de la arcilla.

Meteorización esferoidal

Además de alterar la estructura interna de los minerales, la meteorización química produce también cambios físicos. Por ejemplo, cuando el agua corriente ataca a los fragmentos rocosos angulosos a través de las diaclasas, los pedazos adoptan una forma esférica. El redondeado gradual de las esquinas y los bordes de los bloques angulares se ilustra en la Figura 6.13. Las esquinas son atacadas con más facilidad debido a su mayor área superficial

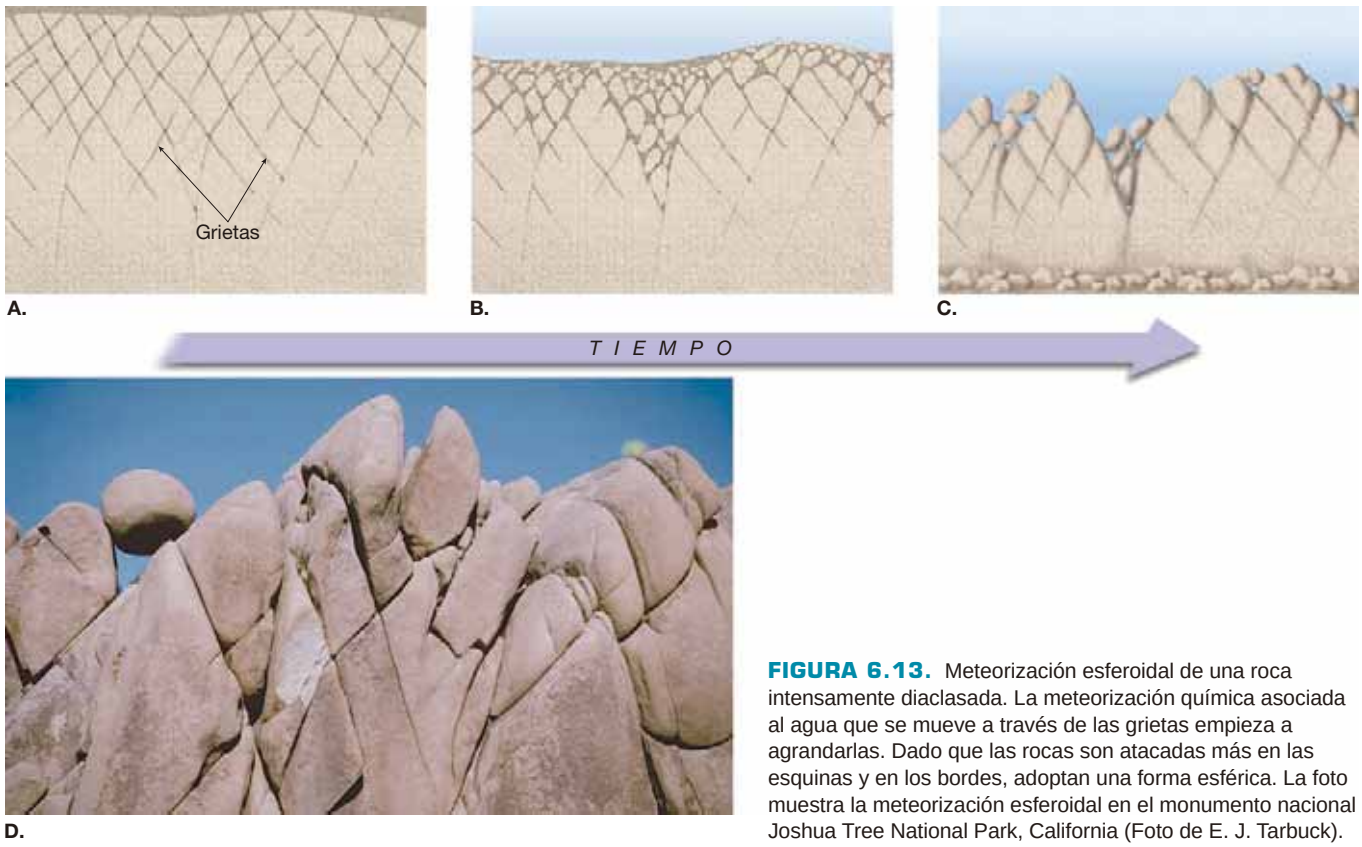


FIGURA 6.13. Meteorización esferoidal de una roca intensamente diaclasada. La meteorización química asociada al agua que se mueve a través de las grietas empieza a agrandarlas. Dado que las rocas son atacadas más en las esquinas y en los bordes, adoptan una forma esférica. La foto muestra la meteorización esferoidal en el monumento nacional Joshua Tree National Park, California (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 6.14. Se van soltando escamas sucesivas conforme sigue penetrando el proceso de meteorización incluso a mayor profundidad en la roca. (Foto de Martin Schmidt, Jr.).

con respecto a su volumen, en comparación con los bordes y las caras. Este proceso, denominado **meteorización esferoidal**, proporciona a la roca meteorizada una forma redondeada o esférica de bolos (Figura 6.13D).

A veces, durante la formación de los bloques esferoidales, se separan envueltas sucesivas del cuerpo principal de la roca (Figura 6.14). Por fin las capas externas se desprenden, permitiendo que la actividad de la meteorización química penetre más en profundidad en la piedra. Esta descamación esférica se produce porque, a medida que los minerales de la roca se meteorizan a arcilla, su tamaño aumenta mediante la adición de agua a su estructura. Este mayor tamaño ejerce una fuerza hacia el exterior que induce el debilitamiento y desprendimiento de las capas concéntricas de la roca.

Por consiguiente, la meteorización química produce fuerzas lo bastante grandes como para causar meteorización mecánica. Este tipo de meteorización esferoidal, en el cual las capas se desgajan no debe confundirse con el fenómeno de lajamiento comentado antes. En el lajamiento, la fractura se produce como consecuencia de la descompresión, y las capas de roca que se separan del cuerpo principal están en gran medida inalteradas en el momento de la separación.

VELOCIDADES DE METEORIZACIÓN

GEODE EARTH

WEATHERING AND SOIL
▸ Rates of Weathering

Varios factores influyen en el tipo y la velocidad de meteorización de la roca. Ya hemos visto cómo la meteorización mecánica afecta a la velocidad de la meteorización. Al fracturar la roca en fragmentos más pequeños, aumenta la cantidad de área superficial expuesta a la meteorización química. Otros factores importantes que se van a examinar son el papel de las características de la roca y del clima.

Características de la roca

Las características de la roca abarcan todos los rasgos químicos de las rocas, entre ellos la composición mineral y la solubilidad. Además, pueden ser importantes todas las características físicas, como las diaclasas, porque influyen en la capacidad del agua para penetrar en la roca.

Las variaciones en las velocidades de meteorización debido a los constituyentes minerales pueden demostrarse comparando antiguas lápidas hechas de diferentes tipos de rocas. Las lápidas de granito, que está compuesto por silicatos, son relativamente resistentes a la meteorización química. Comprobemos esto examinando las inscripciones en piedra mostradas en la Figura 6.15. Por el contrario, el mármol muestra signos de importantes alteraciones químicas a lo largo de un periodo relativamente corto. El mármol está compuesto por calcita (carbonato cálcico), que se disuelve fácilmente incluso en una disolución débilmente ácida.

Los silicatos, el grupo mineral más abundante, se meteorizan esencialmente en el mismo orden que el de su cristalización. Examinando la serie de reacción de Bowen (*véase* Figura 4.21, pág. 143), se puede ver que el olivino cristaliza primero y, por tanto, es menos resistente a la meteorización química, mientras que el cuarzo, que cristaliza el último, es el más resistente.

Clima

Los factores climáticos, en particular la temperatura y la humedad, son cruciales para la velocidad de meteorización de la roca. Un ejemplo importante de

FIGURA 6.15. Un examen de las lápidas del mismo cementerio revela la velocidad de meteorización química en diversos tipos de roca. La lápida de granito (izquierda) se colocó cuatro años antes que la de mármol (derecha). La fecha de inscripción de 1872 del monumento de mármol es casi ilegible (Fotos de E. J. Tarbuck).

meteorización mecánica es que la frecuencia de los ciclos de congelación-deshielo afecta en gran medida a los procesos de cuña de hielo. La temperatura y la humedad ejercen también una fuerte influencia sobre las velocidades de meteorización química y sobre la clase y cantidad de vegetación presente. Las regiones con vegetación abundante suelen tener un manto grueso de suelo rico en materia orgánica descompuesta de la cual se derivan fluidos químicamente activos, como el ácido carbónico y los ácidos húmicos.

El ambiente óptimo para la meteorización química es una combinación de temperaturas cálidas y humedad abundante. En las regiones polares, la meteorización química es ineficaz porque las temperaturas muy bajas mantienen la humedad disponible encerrada en forma de hielo, mientras que en las regiones áridas la humedad es insuficiente para favorecer una meteorización química rápida.

La actividad humana puede influir en la composición de la atmósfera, la cual, a su vez, puede afectar a la velocidad de la meteorización química. En el Recuadro 6.2 se examina un ejemplo bien conocido, la lluvia ácida.

Meteorización diferencial

Las masas rocosas no se meteorizan de una manera uniforme. Dedique un momento a observar la foto del dique de la Figura 4.29 (pág. 151) y de Shiprock, Nuevo México, en la Figura 5.36 (pág. 186). Las masas ígneas duraderas permanecen encima del terreno circundante como una pared de piedra. Un vistazo a la Figura 6.1 muestra otro ejemplo de este fenómeno, denominado **meteorización diferencial**. Los resultados varían en escala desde la superficie rugosa e irregular de la lápida de mármol de la Figura 6.14 hasta las puntas enérgicamente esculpidas de la Figura 6.16.

Muchos factores influyen en la velocidad de meteorización de la roca. Entre los más importantes se encuentran las variaciones de la composición de la roca. La roca más resistente sobresale en forma de montes (*véase* Figura 14.18, pág. 455) o puntas o como acantilados más empinados en una ladera irregular (*véase* Figura 7.4, pág. 236). El número y el espaciado de las diaclasas también puede ser un factor significativo (*véanse* Figuras 6.6 y 6.13). La meteorización diferencial y la erosión ulterior son responsables de la creación de muchas formaciones rocosas y morfologías inusuales y a veces espectaculares.

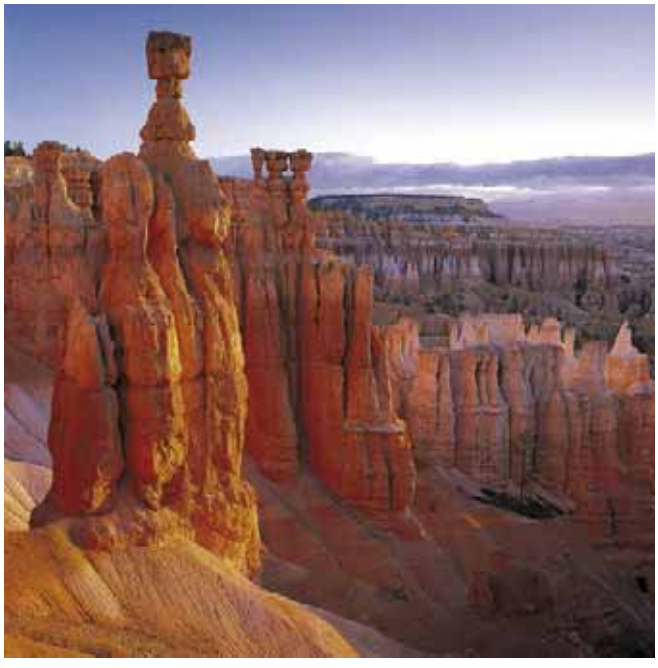


FIGURA 6.16. Estos pináculos de roca esculpida en el Bryce Canyon National Park de Utah ilustran la meteorización diferencial. (Foto de Joe Cornish/Photolibrary)

SUELO

El suelo cubre la mayor parte de la superficie terrestre. Junto con el aire y el agua, es uno de nuestros recursos más indispensables (Figura 6.17). También como el aire y al agua, muchos de nosotros consideramos que el suelo es algo que tenemos garantizado. La siguiente cita nos ayuda a situar en la perspectiva adecuada esta capa vital.

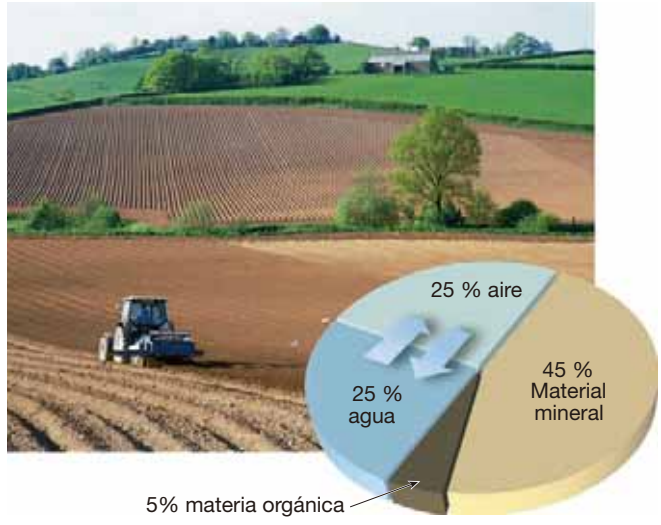


FIGURA 6.17. El suelo es un recurso esencial que a menudo damos por descontado. El suelo no es un organismo vivo, pero contiene una gran cantidad de vida. Además, este medio complejo sostiene casi toda la vida vegetal, que, a su vez, sostiene la vida animal. El diagrama circular muestra la composición (por volumen) de un suelo en buenas condiciones para el crecimiento de las plantas. Aunque los porcentajes varían, cada suelo está compuesto por materia mineral y orgánica, agua y aire (Foto de Colin Molyneux/Getty Images).

En los últimos años, la ciencia se ha concentrado cada vez más en la Tierra como planeta, que, en la medida que nosotros sabemos, es único: donde una fina cubierta de aire, una película aún más fina de agua y la capa aún más fina de suelo se combinan para dar apoyo a una red de vida de una maravillosa diversidad en cambio continuo[3].

El suelo se ha denominado con gran precisión «el puente entre la vida y el mundo inanimado». Toda la vida (la biosfera completa) debe su existencia a una docena más o menos de elementos que en última instancia deben proceder de la corteza terrestre. Una vez que la meteorización y otros procesos crean el suelo, las plantas llevan a cabo el papel intermediario de asimilar los elementos necesarios y hacerlos asequibles a los animales, entre ellos los seres humanos.

Una interfase en el sistema Tierra

Cuando se considera la Tierra como un sistema, se suele hacer referencia al suelo como una *interfase:* un límite común donde interactúan partes diferentes de un sistema. Esta es una designación apropiada porque el suelo se forma allí donde se unen la geosfera, la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. El suelo es un material que se desarrolla en respuesta a interacciones ambientales complejas entre diferentes partes del sistema Tierra. Con el tiempo, el suelo evoluciona de manera gradual hasta un estado de equilibrio con el entorno. El suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno. Por tanto, cuando se producen cambios ambientales, como el clima, la cubierta vegetal y la actividad animal (incluida la humana) el suelo responde. Cualquiera de esos cambios produce una alteración gradual de las características del suelo hasta alcanzar un nuevo equilibrio. Aunque finamente distribuido sobre la superficie terrestre, el suelo funciona como una interfase fundamental, proporcionando un ejemplo excelente de integración entre muchas partes del sistema Tierra.

¿Qué es el suelo?

Con pocas excepciones, la superficie de la Tierra está cubierta por el **regolito** (*rhegos* = manta; *lithos* = piedra), la capa de roca y fragmentos minerales producidos por meteorización. Algunos llamarían suelo a este material, pero el suelo es más que una acumulación de restos meteorizados. El **suelo** es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del regolito que sustenta el crecimiento de las plantas. Aunque las proporciones de los principales componentes que hay en el suelo varían, siempre están presentes en alguna medida los mismos cuatro componentes (*véase* Figura 6.17). Alrededor de la mitad del volumen total de un suelo de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y de **humus**, los restos descompuestos de la vida animal y vegetal (materia orgánica). La otra mitad consiste en espacios porosos entre las partículas sólidas donde circula el aire y el agua.

Aunque la porción mineral del suelo suele ser mucho mayor que la porción orgánica, el humus es un componente esencial. Además de ser una fuente importante de nutrientes vegetales, el humus potencia la capacidad del suelo para retener agua. Dado que las plantas precisan aire y agua para vivir y crecer, la porción del suelo consistente en espacios porosos que permiten la circulación de esos fluidos es tan vital como los constituyentes del suelo sólido.

El agua del suelo está muy lejos de ser agua «pura»; en cambio es una disolución compleja que contiene muchos nutrientes solubles. El agua del suelo no solo proporciona la humedad necesaria para las reacciones químicas que sustentan la vida; también suministra a las plantas nutrientes en la forma que ellas pueden utilizar. Los espacios porosos no rellenos de agua contienen aire. Este aire es la fuente de oxígeno y dióxido de carbono necesarios para que vivan en el suelo la mayoría de las plantas y los microorganismos.

CONTROLES DE LA FORMACIÓN DEL SUELO

El suelo es el producto de la interacción compleja de varios factores, entre ellos la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales, y la topografía. Aunque todos estos factores son interdependientes, examinaremos sus papeles por separado.

Roca madre

La fuente de la materia mineral meteorizada a partir de la cual se desarrolla el suelo se denomina **roca madre** y es el factor fundamental que influye en la formación del nuevo suelo. Conforme progresa la formación del suelo, experimenta de manera gradual cambios físicos y químicos. La roca madre puede ser o bien la roca subyacente o bien una capa de depósitos no consolidados. Cuando la roca madre es el substrato rocoso, los suelos se denominan *suelos residuales.* Por el contrario, los que se desarrollan sobre sedimento no consolidado se denominan *suelos transportados* (Figura 6.18). Debe observarse que los suelos transportados se forman *en el lugar* en

[3] Jack Eddy, «A fragile seam of dark blue light», en *Proceedings of the global change research forum.* U. S. Geological Survey Circular 1086, 1993, pág. 15.

FIGURA 6.18. La roca madre de los suelos residuales es el lecho rocoso subyacente, mientras que los suelos transportados se forman en los depósitos no consolidados. Observe que, conforme las pendientes aumentan de inclinación, el suelo adelgaza (Fotos de la izquierda y del centro de E. J. Tarbuck; foto de la derecha de Grilly Bernard/Getty Images, Inc./Stone Allstock).

el cual la gravedad, el agua, el viento o el hielo depositan los materiales progenitores que han sido transportados desde cualquier otro lugar.

A veces los alumnos preguntan…

He visto fotografías de huellas que los astronautas dejaron en la superficie lunar. ¿Eso significa que la Luna tiene suelo?

No exactamente. La Luna no tiene atmósfera, ni agua y carece de actividad biológica. Por tanto, la meteorización química, la gelifracción y otros procesos de meteorización que conocemos en la Tierra no se producen en la Luna. Sin embargo, todos los terrenos lunares están cubiertos por una capa parecida al suelo de derrubios grises, llamada *regolito lunar*, que deriva de un bombardeo de meteoritos ocurrido hace unos pocos miles de millones de años. La velocidad del cambio de la superficie es tan lenta que las huellas que dejaron los astronautas del *Apollo* (*véase* Figura 24.12, pág. 000) permanecerán con un aspecto intacto durante millones de años.

La naturaleza de la roca madre influye en el suelo de dos maneras. En primer lugar, el tipo de roca madre afectará a la velocidad de meteorización y, por tanto, a la de formación del suelo. También, dado que los depósitos no consolidados están en parte ya meteorizados, el desarrollo del suelo sobre dicho material progresará probablemente más deprisa que cuando la roca madre es el lecho de roca. En segundo lugar, la composición química de la roca madre afectará a la fertilidad del suelo. Esto influye en el carácter de la vegetación natural que el suelo puede sustentar.

Antes se creía que la roca madre era el factor fundamental que producía las diferencias entre los suelos. Sin embargo, los especialistas en suelos se han dado cuenta de que otros factores, en especial el clima, son más importantes. De hecho, se ha descubierto que suelen producirse suelos similares a partir de rocas madre diferentes y que suelos diferentes se han desarrollado a partir del mismo tipo de roca madre. Estos descubrimientos refuerzan la importancia de los otros factores formadores del suelo.

Tiempo

El tiempo es un componente importante de *todos* los procesos geológicos, y la formación del suelo no es una excepción. La naturaleza del suelo se ve muy influida por la duración de los procesos que han estado actuando. Si se ha producido meteorización durante un tiempo comparativamente corto, el carácter de la roca madre determina en gran medida las características del suelo. Conforme continúa la meteorización, la influencia de la roca madre sobre el suelo se ve eclipsada por los otros factores formadores del suelo, en especial el clima. No puede enumerarse la magnitud de tiempo necesaria para que evolucionen los diversos suelos, porque los procesos de formación del suelo actúan a velocidades variables bajo circunstancias diferentes. Sin embargo, a modo de regla, cuanto más tiempo ha estado formándose un suelo, mayor es su espesor (potencia) y menos se parece a la roca madre.

Clima

El clima se considera el factor más influyente en la formación del suelo. La temperatura y las precipitaciones son los elementos que ejercen el efecto más fuerte sobre la formación del suelo. Las variaciones de temperatura y de precipitaciones determinan si predominará la meteorización química o la mecánica y también influyen en gran medida en la velocidad y profundidad de la meteorización. Por ejemplo, un clima cálido y húmedo puede producir una potente capa de suelo meteorizado químicamente en el mismo tiempo que un clima frío y seco produce una fina manta de derrubios físicamente meteorizados. Además, la cantidad de precipitaciones influye sobre el grado al que los diversos materiales son retirados del suelo por las aguas de infiltración (proceso denominado *lixiviación*), afectando con ello a su fertilidad. Por último, las condiciones climáticas constituyen un control importante sobre el tipo de vida animal y vegetal presente.

Plantas y animales

Las plantas y los animales desempeñan un papel vital en la formación del suelo. Los tipos y la abundancia de organismos presentes tienen una fuerte influencia sobre las propiedades físicas y químicas de un suelo (Figura 6.19). De hecho, en el caso de los suelos bien desarrollados de muchas regiones, la importancia de la vegetación para el tipo de suelo suele verse implícita en la descripción utilizada por los científicos. Frases del tipo de *suelo de pradera, suelo de bosque* y *suelo de tundra* son comunes.

Las plantas y los animales proporcionan materia orgánica al suelo. Ciertos suelos cenagosos están compuestos casi por completo de materia orgánica, mientras que los suelos de desierto pueden contener cantidades de tan solo un uno por ciento. Aunque la cantidad de la materia orgánica varía sustancialmente de unos suelos a otros, es raro el suelo que carece completamente de ella.

La fuente principal de materia orgánica del suelo es la vegetal, aunque también contribuyen los animales y un número infinito de microorganismos. Cuando se descompone la materia orgánica, se suministran nutrientes importantes a las plantas, así como a los animales y microorganismos que viven en el suelo. Por consiguiente, la fertilidad del suelo está relacionada en parte con la cantidad de materia orgánica presente. Además, la descomposición de los restos animales y vegetales induce la formación de varios ácidos orgánicos. Estos ácidos complejos aceleran el proceso de meteorización. La materia orgánica tiene también una gran capacidad de retención de agua y, por tanto, ayuda a mantener el agua en un suelo.

Los microorganismos, entre ellos los hongos, las bacterias y los protozoos unicelulares, desempeñan un papel activo en la descomposición de los restos vegetales y animales. El producto final es el humus, un material que ya no se parece a las plantas ni a los animales a partir de los cuales se formó. Además, ciertos microorganismos contribuyen a la fertilidad del suelo porque tienen capacidad para convertir el nitrógeno atmosférico en nitrógeno del suelo.

Las lombrices de tierra y otros animales excavadores actúan mezclando las fracciones mineral y orgánica de un suelo. Las lombrices, por ejemplo, se alimentan de materia orgánica y mezclan completamente los suelos en los cuales viven, a menudo moviendo y enriqueciendo muchas toneladas por hectárea al año. Las madrigueras y agujeros contribuyen también al paso de agua y aire a través del suelo.

A.

B.

FIGURA 6.19. La naturaleza de la vegetación en una zona puede tener una influencia significativa en la formación del suelo. **A.** Bosque de coníferas septentrional. Los residuos orgánicos que el suelo recibe de las coníferas tienen un alto contenido de resinas ácidas, lo que contribuye a la acumulación de ácido en el suelo. Como consecuencia, aquí el lixiviado ácido intenso es un proceso importante formador de suelo (Foto de Bill Brooks/Alamy). **B.** La vegetación relativamente escasa del desierto de Sonora, Arizona, tiene un carácter muy diferente al del bosque de coníferas septentrional. Los suelos de desierto suelen carecer de mucha materia orgánica (Foto de Russ Bishop/age fotostock).

Topografía

La disposición de un terreno puede variar en gran medida en distancias cortas. Esas variaciones de la topografía, a su vez, pueden inducir el desarrollo de una variedad localizada de tipos de suelo. Muchas de las diferencias existen porque la longitud y la inclinación de la pendiente tienen un efecto significativo sobre la magnitud de la erosión y el contenido acuoso del suelo.

En pendientes empinadas, los suelos suelen estar poco desarrollados. En dichas situaciones, la cantidad de agua que empapa el suelo es poca; como consecuencia, el contenido de humedad del suelo puede no ser suficiente para el crecimiento vigoroso de las plantas. Además, debido a la erosión acelerada en las pendientes empinadas, los suelos son delgados o, en algunos casos, inexistentes (Figura 6.18).

En contraste, los suelos mal drenados y anegados encontrados en las tierras bajas tienen un carácter muy diferente. Esos suelos suelen ser potentes y oscuros. El color oscuro se debe a la gran cantidad de materia orgánica que acumula, ya que las condiciones saturadas retrasan la descomposición vegetal. El terreno óptimo para el desarrollo de un suelo es una superficie plana o ligeramente ondulada en tierras altas. Aquí, encontramos buen drenaje, erosión mínima e infiltración suficiente del agua en el suelo.

La *orientación de la pendiente* o la dirección a la que mira la pendiente, es otro factor que debemos observar. En las latitudes medias del hemisferio septentrional, una pendiente que mire hacia el sur recibirá una cantidad de luz solar mayor que una pendiente que mire hacia el norte. De hecho, esta última quizá no reciba luz solar directa nunca. La diferencia en la cantidad de radiación solar recibida producirá diferencias de temperatura y humedad del suelo, que, a su vez, pueden influir en la naturaleza de la vegetación y el carácter del suelo.

Aunque en esta sección se abordan por separado cada uno de los factores formadores del suelo, debemos recordar que todos ellos actúan a la vez para formarlo. Ningún factor individual es responsable del carácter de un suelo; antes bien, es la influencia combinada de la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales y la topografía lo que determina este carácter.

EL PERFIL DEL SUELO

Dado que los procesos de formación del suelo actúan desde la superficie hacia abajo, las variaciones de composición, textura, estructura y color evolucionan de manera gradual a las diversas profundidades. Estas diferencias verticales, que normalmente van siendo más pronunciadas conforme pasa el tiempo, dividen el suelo en zonas o capas conocidas como **horizontes**. Si cavara una trinchera en el suelo, vería que sus paredes tienen capas. Una sección vertical de este tipo a través de todos los horizontes del suelo constituye el **perfil del suelo** (Figura 6.20).

En la Figura 6.21 se representa una visión idealizada de un perfil de suelo bien desarrollado en el cual se identifican cinco horizontes. Desde la superficie hacia abajo, se designan como *O, A, E, B* y *C*. Estos cinco horizontes son comunes en los suelos de las regiones templadas. Las características y la extensión del desarrollo de los horizontes varían de unos ambientes a otros. Por tanto, localidades diferentes exhiben perfiles de suelo que pueden contrastar en gran medida unos con otros.

A.

B.

FIGURA 6.20. Un perfil de suelo es un corte transversal vertical desde la superficie a través de todos los horizontes del suelo y hasta la roca madre. **A.** Este perfil muestra un suelo bien desarrollado de la región suroriental de Dakota del Sur (Foto de E. J. Tarbuck). **B.** En este suelo de Puerto Rico no se distinguen los límites entre los horizontes, lo que le da un aspecto relativamente uniforme (Foto cortesía de Soil Science Society of America).

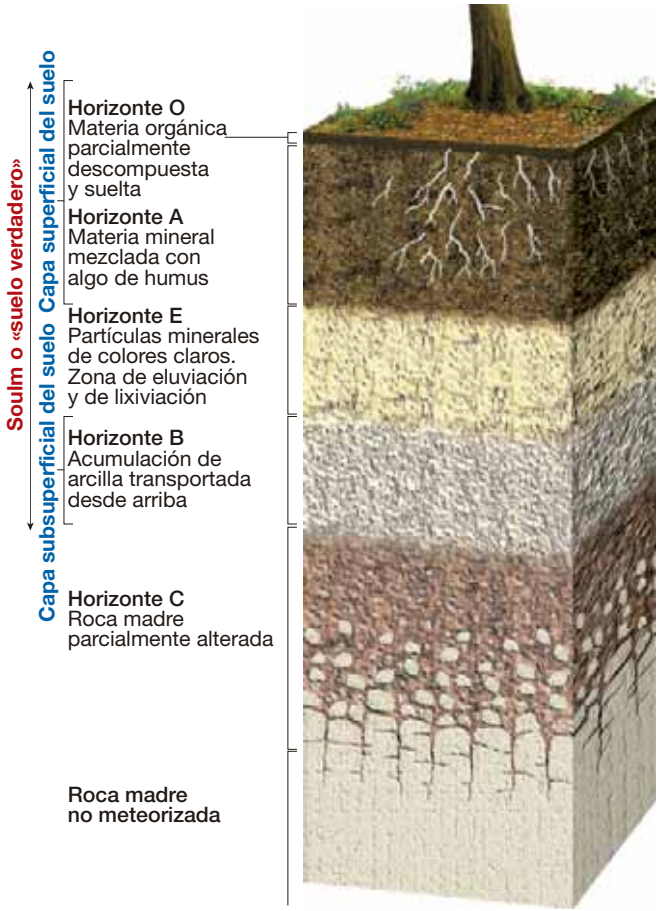


FIGURA 6.21. Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo. La *capa superficial del suelo* y el *subsuelo* forman el solum o «suelo verdadero».

El horizonte de suelo *O* consiste en gran medida en material orgánico. Contrasta con las capas que están debajo de él, que son fundamentalmente materia mineral. La porción superior del horizonte *O* consiste fundamentalmente en mantillo vegetal, como hojas sueltas y otros restos orgánicos que son todavía reconocibles. Por el contrario, la porción inferior del horizonte *O* está compuesta por materia orgánica parcialmente descompuesta (humus) en la cual ya no pueden identificarse las estructuras vegetales. Además de plantas, el horizonte *O* está repleto de vida microscópica, bacterias, hongos, algas e insectos. Todos estos organismos contribuyen con oxígeno, dióxido de carbono y ácidos orgánicos al desarrollo del suelo.

Por debajo del horizonte *O*, rico en restos orgánicos, se encuentra el horizonte *A*. Esta zona está compuesta en gran medida por materia mineral; sin embargo la actividad biológica es alta y generalmente hay humus: hasta el 30 por ciento en algunos casos. Juntos, los horizontes *O* y *A* constituyen lo que se denomina normalmente *capa superficial del suelo*. Por debajo del horizonte *A*, el horizonte *E*, es una capa de color claro que contiene poca materia orgánica. Conforme el agua percola hacia abajo a través de esta zona, transporta las partículas más finas. Este lavado de los componentes finos del suelo se denomina **eluviación** (*elu* = salir; *via* = camino). El agua que percola hacia abajo disuelve también componentes inorgánicos solubles del suelo y los transporta a zonas más profundas. Este empobrecimiento de materiales solubles de la zona alta del suelo se denomina **lixiviación.**

A veces los alumnos preguntan...

El otro día estaba haciendo un agujero en mi jardín y me encontré una capa dura profunda realmente difícil de penetrar. ¿Cómo se forma una capa dura?

Las capas duras se crean por el proceso de la eluviación. Conforme el agua percola a través del suelo, las pequeñas partículas del tamaño de la arcilla procedentes de las capas superiores del suelo son desplazadas por la eluviación y se concentran en el subsuelo (horizonte *B*). Con el tiempo la acumulación de estas partículas del tamaño de la arcilla crea una capa casi impenetrable, que es lo que encontró. Algunas veces, las capas duras son tan impermeables que sirven como barreras eficaces contra el movimiento del agua, impidiendo más infiltración de agua. Las capas duras también se llaman *capas de adobe*, porque su elevado contenido de arcilla las hace apropiadas para utilizarlas como ladrillos de construcción.

Inmediatamente debajo del horizonte *E* se encuentra el horizonte *B*, o *capa subsuperficial del suelo.* Gran parte del material extraído del horizonte *E* mediante eluviación se deposita en el horizonte *B*, al que se suele hacer referencia como la *zona de acumulación.* La acumulación de las partículas arcillosas finas potencia la retención de agua en el subsuelo. Los horizontes *O*, *A*, *E* y *B* juntos constituyen el **solum,** o «suelo verdadero». Es en este suelo verdadero donde son activos los procesos formadores del suelo y donde están en gran medida confinadas las raíces vivas y otros tipos de vida animal y vegetal.

Debajo del solum y encima de la roca madre inalterada se encuentra el horizonte *C*, una capa caracterizada por roca madre parcialmente alterada. Mientras que los horizontes *O*, *A*, *E* y *B* tienen poco parecido con la roca madre, esta es fácilmente identificable en el horizonte *C*. Aunque este material está experimentando cambios que lo transformarán por fin en suelo, todavía no ha cruzado el umbral que separa el regolito del suelo.

Las características y la magnitud del desarrollo pueden variar en gran medida entre suelos de ambientes diferentes. Los límites entre los horizontes del suelo pueden ser bruscos o los horizontes pueden pasar gradualmente de uno a otro. Por consiguiente, un perfil de suelo bien desarrollado indica que las condiciones ambientales han sido relativamente estables a lo largo de un periodo prolongado y que el suelo es *maduro.* Por el contrario, algunos suelos carecen por completo de horizontes.

Dichos suelos se denominan *inmaduros* porque la formación del suelo ha estado operando solo durante un periodo

corto. Los suelos inmaduros son también característicos de pendientes empinadas donde la erosión desgasta continuamente el suelo, impidiendo su desarrollo completo.

CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS

Existen muchas variaciones de un lugar a otro y de un periodo a otro entre los factores que controlan la formación del suelo. Estas diferencias conducen a una variedad desconcertante de tipos de suelos. Para abordar esta variedad, es esencial elaborar algún método de clasificación del gran conjunto de datos que hay que estudiar. Estableciendo grupos formados por elementos con algunas características importantes en común, se introducen el orden y la simplicidad. Poner orden a grandes cantidades de información no solo ayuda a la comprensión, además facilita el análisis y la explicación.

En Estados Unidos, los científicos del suelo han elaborado un sistema para clasificar los suelos conocido como la **Taxonomía del suelo**. Hace énfasis en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo y se organiza según las características observables del mismo. Existen seis categorías jerárquicas de clasificación, que van desde *orden*, la categoría más amplia, hasta *serie*, la más específica. El sistema reconoce 12 órdenes de suelo y más de 19.000 series de suelo.

Los nombres de las unidades de clasificación son combinaciones de sílabas, la mayoría de las cuales derivan del latín y el griego. Los nombres son descriptivos. Por ejemplo, los suelos del orden Aridosol (del latín *aridus*, seco, y *solum*, suelo) son los suelos característicamente secos de las regiones áridas. Los suelos del orden Inceptisol (del latín *inceptum*, comienzo, y *solum*, suelo) son suelos con solo el comienzo o principio del desarrollo del perfil.

En la Tabla 6.2 se describen brevemente los 12 órdenes básicos de suelo. En la Figura 6.22 se muestra el complejo patrón de distribución mundial de los 12 órdenes de suelo de la Taxonomía del suelo (*véase* Recuadro 6.3). Como muchos sistemas de clasificación, la Taxonomía

Tabla 6.2. Órdenes mundiales del suelo.

Alfisoles	Suelos moderadamente meteorizados que se forman debajo de los bosques boreales o los bosques tropicales caducifolios de hoja ancha, ricos en hierro y aluminio. Las partículas de arcilla se acumulan en una capa subsuperficial en respuesta a la lixiviación de los ambientes húmedos. Suelos fértiles, productivos, porque no son ni demasiado húmedos ni demasiado secos.
Andisoles	Suelos jóvenes en los que la roca madre es la ceniza volcánica depositada por la actividad volcánica reciente.
Aridosoles	Suelos que se desarrollan en lugares secos; con agua insuficiente para extraer minerales solubles, pueden tener una acumulación de carbonato cálcico, yeso o sal en el subsuelo; bajo contenido orgánico (*véase* Figura 6.19B).
Entisoles	Suelos jóvenes con un desarrollo limitado que exhiben propiedades de la roca madre. La productividad oscila entre niveles muy altos para algunos suelos formados en depósitos fluviales recientes a niveles muy bajos para los que se forman en la arena eólica o en laderas rocosas.
Gelisoles	Suelos jóvenes con poco desarrollo del perfil que se encuentran en regiones con pergelisol, o permafrost. Las bajas temperaturas y las condiciones de congelación durante gran parte del año retrasan los procesos de formación del suelo.
Histosoles	Suelos orgánicos con pocas implicaciones climáticas o ninguna. Se pueden dar en cualquier clima en el que los derrubios orgánicos se puedan acumular y formar un suelo de turbera. Material orgánico oscuro y parcialmente descompuesto que suele llamarse turba.
Inceptisoles	Suelos jóvenes poco desarrollados en los que el comienzo o principio del desarrollo del perfil es evidente. Más habituales en los climas húmedos, existen desde el Ártico hasta los trópicos. La vegetación nativa suele ser bosque.
Mollisoles	Suelos oscuros y blandos que se han desarrollado bajo una vegetación herbosa y en general se encuentran en áreas de pradera. Horizonte superficial rico en humus que es también rico en calcio y magnesio. La fertilidad del suelo es excelente. También se encuentran en bosques de madera dura con una actividad significativa de las lombrices. El intervalo climático oscila entre boreal o alpino y tropical. Las estaciones secas son normales (*véase* Figura 6.20A).
Oxisoles	Suelos que se hallan en terrenos antiguos, a menos que las rocas madre estuvieran muy meteorizadas antes de ser depositadas. En general se encuentran en las regiones tropicales y subtropicales. Ricos en óxido de hierro y de magnesio, los oxisoles están muy lixiviados; por consiguiente, son suelos pobres para la actividad agrícola (*véase* Figura 6.20B).
Espodosoles	Suelos que solo se encuentran en las regiones húmedas sobre material arenoso. Son comunes en los bosques de coníferas septentrionales (*véase* Figura 6.19A) y en los bosques húmedos fríos. Bajo el horizonte oscuro superior de material orgánico meteorizado se extiende un horizonte de color claro de material lixiviado, lo cual constituye la propiedad distintiva de este suelo.
Ultisoles	Suelos que representan los productos de largos periodos de meteorización. El agua que percola a través del suelo se concentra en partículas de arcilla en los horizontes inferiores (horizontes argílicos). Limitados a los climas húmedos de las regiones temperadas y los trópicos, donde la época de cultivo es larga. El agua abundante y un periodo largo sin congelación contribuyen a la lixiviación extensiva y, por tanto, a una peor calidad del suelo.
Vertisoles	Suelos que contienen grandes cantidades de arcilla, que se encogen al secarse y se hinchan con la adición de agua. Se encuentran en los climas de subhúmedos a áridos, siempre que se disponga de suministros adecuados de agua para saturar el suelo después de periodos de sequía. La expansión y la contracción del suelo ejercen presión sobre las infraestructuras humanas.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Despejar el bosque tropical: impacto en sus suelos

RECUADRO 6.3

FIGURA 6.E. Desbroce de la selva tropical en el oeste de Kalimantan (Borneo), Indonesia. El grueso suelo laterítico está muy lixiviado (Foto de Wayne Lawler/Photo Researchers, Inc.).

Los suelos rojos potentes son habituales en los trópicos y los subtrópicos húmedos. Son el producto final de una meteorización química extrema. Puesto que las exuberantes selvas tropicales se asocian con estos suelos, podemos suponer que son fértiles y tienen un gran potencial para la agricultura. Sin embargo, es justo lo contrario: se cuentan entre los suelos más pobres para el cultivo. ¿Cómo es posible?

Dado que los suelos de la selva tropical se desarrollan en unas condiciones de temperaturas elevadas y fuertes lluvias, están muy lixiviados. No solo la lixiviación extrae los materiales solubles como el carbonato cálcico, sino que además las grandes cantidades de agua que filtran también extraen gran parte de la sílice, con el resultado de que se concentran en el suelo los óxidos insolubles de hierro y aluminio. Los óxidos de hierro aportan al suelo su color rojo característico. Como la actividad bacteriana es muy alta en los trópicos, los suelos del bosque tropical prácticamente no contienen humus. Además, la lixiviación destruye la fertilidad porque la mayoría de los nutrientes de las plantas son arrastrados por el gran volumen de agua que filtra hacia abajo. Por consiguiente, aunque la vegetación es densa y exuberante, el suelo por sí mismo contiene pocos nutrientes disponibles.

La mayor parte de los nutrientes que sustentan el bosque tropical están encerrados en los propios árboles. Conforme la vegetación muere y se descompone, las raíces de los árboles del bosque absorben los nutrientes con rapidez antes de que sean lixiviados del suelo. Los nutrientes se reciclan continuamente según van muriendo y descomponiéndose los árboles.

Por tanto, cuando se desbrozan bosques para obtener tierra para el cultivo o para conseguir madera, también se elimina la mayor parte de los nutrientes (Figura 6.E). Lo que queda es un suelo que contiene poco para alimentar los cultivos plantados.

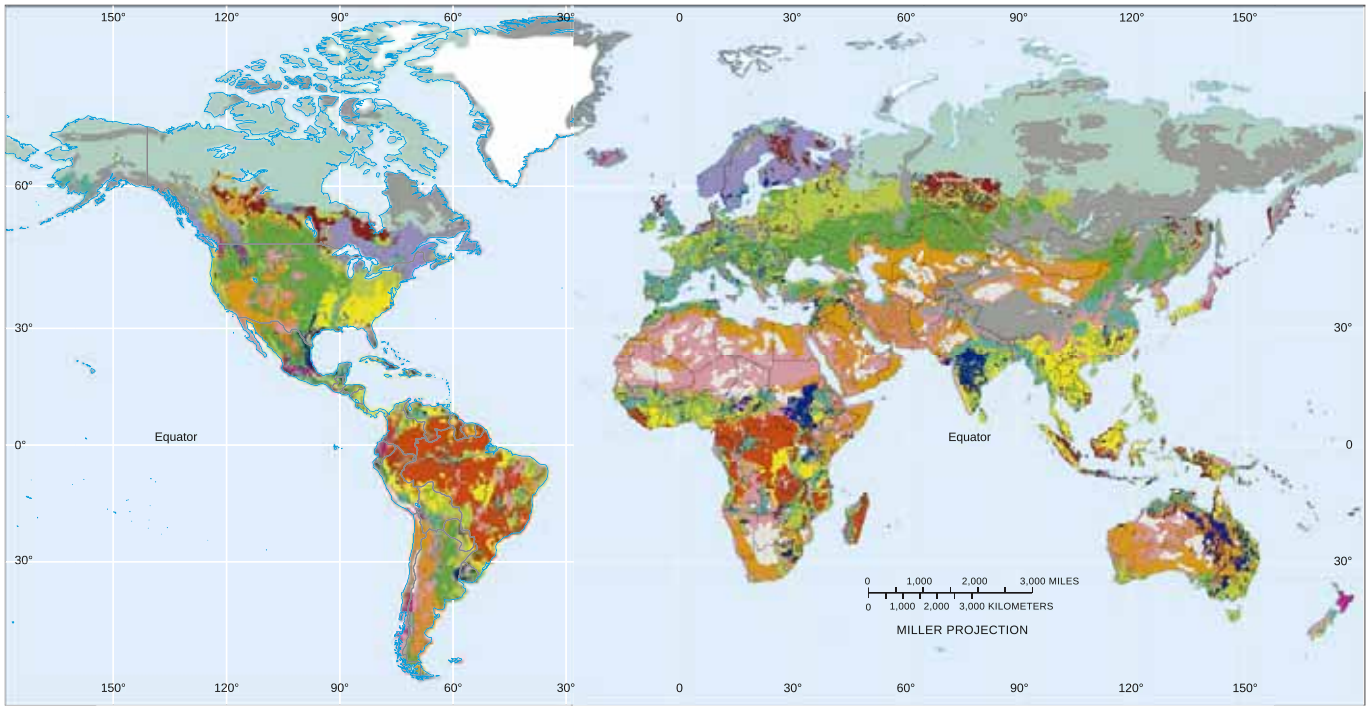
El desbroce de las selvas no solo elimina los nutrientes de las plantas sino que además acelera la erosión. Cuando hay vegetación, sus raíces se agarran al suelo, y sus hojas y sus ramas proporcionan una cubierta que protege el suelo desviando la fuerza total de las fuertes lluvias tan frecuentes.

La eliminación de la vegetación también expone el suelo a la fuerte radiación solar directa. Cuando el sol los calienta, estos suelos tropicales pueden endurecerse hasta tener una consistencia parecida a la de un ladrillo y se convierten en suelos prácticamente impenetrables para el agua y las raíces de los cultivos. En solo unos pocos años, los suelos de una zona recién desbrozada pueden no ser cultivables.

El término *laterita,* que suele aplicarse a estos suelos, deriva de la palabra latina *latere,* que significa «ladrillo», y se aplicó primero al uso de este material para la fabricación de ladrillos en la India y en Camboya. Los trabajadores simplemente excavaban el suelo, le daban forma y lo dejaban endurecer al sol. Todavía quedan en pie estructuras antiguas, pero bien conservadas, realizadas en laterita, en los trópicos húmedos (Figura 6.F). Estas estructuras han soportado siglos de meteorización porque la meteorización química ya extrajo del suelo todos los materiales solubles originales. Las lateritas son, por tanto, prácticamente insolubles y muy estables.

En resumen, hemos visto que algunos suelos de los bosques tropicales son productos muy lixiviados de meteorización química extrema en los trópicos cálidos y húmedos. Aunque pueden asociarse con exuberantes bosques tropicales, estos suelos son improductivos cuando se elimina la vegetación. Además, cuando se desbrozan las plantas, estos suelos están sujetos a una erosión acelerada y el Sol puede calentarlos hasta que adquieren una dureza parecida a la de un ladrillo.

FIGURA 6.F. Este antiguo templo de Angkor Wat, Camboya, se construyó con ladrillos hechos de laterita (Foto de R. Ian Lloyd/The Stock Market).



- Alfisoles (Suelos con muchos nutrientes)
- Andisoles (Suelos volcánicos)
- Aridisoles (Suelos desérticos)
- Entisoles (Suelos nuevos)
- Gelisoles (Pergelisoles)
- Histosoles (Suelos orgánicos)
- Inceptisoles (Suelos jóvenes)
- Mollisoles (Suelos de pradera)
- Oxisoles (Suelos de selva tropical)
- Espodosoles (Suelos de bosque de coníferas)
- Ultisoles (Suelos con pocos nutrientes)
- Vertisoles (Suelos de arcillas hinchables)
- Roca
- Arenas eólicas
- Hielo/Glaciar

FIGURA 6.22. Regiones del suelo mundial. Distribución mundial de los 12 órdenes de la Taxonomía del suelo (Tomado de U. S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, World Soil Resources Staff).

del suelo no es apropiada para cualquier propósito. En especial, es útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación del terreno, pero no es un sistema útil para los ingenieros que preparan evaluaciones de posibles lugares de construcción.

EROSIÓN DEL SUELO

Los suelos no son sino una fina fracción de todos los materiales de la Tierra; sin embargo, son vitales. Dado que los suelos son necesarios para el crecimiento de las plantas con raíces, son el verdadero fundamento del sistema de apoyo de la vida humana. Dada la lentitud con la que se forman los suelos, debe pensarse en ellos como un recurso finito. Al igual que el ingenio humano puede aumentar la productividad agrícola por medio de la fertilización y la irrigación, los suelos también pueden ser dañados o destruidos como consecuencia de actividades negligentes. Pese a su papel básico en cuanto al abastecimiento de alimento, fibra y otros materiales básicos, los suelos se cuentan entre los recursos más maltratados.

Quizás estos descuidos e indiferencia se deban a que una cantidad sustancial de suelo parece mantenerse incluso allí donde la erosión es intensa. No obstante, aunque la pérdida de la capa vegetal superior fértil quizá no sea obvia a los ojos no preparados, es un problema creciente, conforme las actividades humanas se extienden y alteran cada vez más la superficie de la Tierra.

Cómo se erosiona el suelo

La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclaje constante de los materiales de la Tierra que denominamos el *ciclo de las rocas.* Una vez formado el suelo, las fuerzas erosivas, en especial el agua y el viento, mueven los componentes del suelo de un lugar a otro. Cada vez que llueve, las gotas de lluvia golpean el terreno con fuerza sorprendente (Figura 6.23). Cada gota actúa como una pequeña bomba, haciendo estallar

FIGURA 6.23 Cuando llueve, millones de gotas de agua caen a velocidades cercanas a los 10 m por segundo (35 km por hora). Cuando las gotas de agua golpean una superficie expuesta, las partículas del suelo pueden salpicar hasta una altura de 1 metro en el aire y aterrizar a más de un metro de distancia del punto del impacto de la gota de lluvia. El suelo desplazado por la erosión de la salpicadura es más fácilmente desplazado por la erosión laminar (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

partículas del suelo móviles fuera de sus posiciones de la masa de suelo. A continuación, el agua que fluye a través de la superficie arrastra las partículas de suelo desalojadas. Dado que el suelo es movido por finas láminas de agua, este proceso se denomina *erosión laminar.*

Después de fluir en forma de una fina lámina no confinada durante una distancia relativamente corta, normalmente se desarrollan hilos de agua y empiezan a formarse finos canales denominados *acanaladuras.* Conforme las acanaladuras aumentan de tamaño se crean incisiones más profundas en el suelo, conocidas como *abarrancamientos* (Figura 6.24). Cuando el cultivo agrícola normal no puede eliminar los canales, sabemos que las acanaladuras crecen lo bastante como para convertirse en abarrancamientos. Aunque la mayoría de las partículas de suelo desalojadas se mueve solo sobre una corta distancia cada vez que llueve, cantidades sustanciales acaban abandonando los campos y abriéndose camino pendiente abajo hacia un río. Una vez en el canal del río, esas partículas de suelo, que ahora pueden denominarse *sedimento,* son transportadas corriente abajo y finalmente se depositan.

Velocidad de erosión

Sabemos que la erosión del suelo es el destino último de prácticamente todos los suelos. En el pasado, la erosión ocurría a velocidades mucho más lentas que las actuales porque mucha de la superficie terrestre estaba cubierta y protegida por árboles, arbustos, hierbas y otras plantas. Sin embargo, las actividades humanas, como la agricultura, la explotación forestal y la construcción, que eliminan o alteran la vegetación natural, han acelerado en gran medida la velocidad de erosión del suelo. Sin el efecto estabilizador de las plantas, el suelo se

A.

B.

FIGURA 6.24. **A.** La erosión del suelo de este campo al noreste de Wisconsin es evidente. Solo un milímetro de suelo perdido de un solo acre de tierra asciende a unas cinco toneladas (Foto de D. P. Burnside/Photo Researchers, Inc.) **B.** La erosión de abarrancamiento es fuerte en este suelo poco protegido del sur de Colombia (Foto de Carl Purcell/Photo Researchers, Inc.). (Acre = 4.046,8 m^2).

ve más fácilmente barrido por el viento o transportado pendiente abajo por el lavado superficial.

Las velocidades naturales de erosión del suelo varían en gran medida de un lugar a otro y depende de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación. A lo largo de un área amplia, la erosión causada por las aguas de escorrentía puede calcularse determinando las cargas de sedimento de las corrientes que drenan la región. Cuando se llevaron a cabo estudios de este tipo a escala mundial, indicaron que, antes de la aparición de los seres humanos, el transporte de sedimento realizado por los ríos al océano ascendía a unos 9.000 millones de toneladas por año. Por el contrario, la cantidad de material transportado en la actualidad es de unos 24.000 millones de toneladas por año, es decir, más de dos veces y media la velocidad anterior.

Se calcula que las corrientes de agua son responsables de alrededor de dos terceras partes de la erosión del suelo en Estados Unidos. Mucho del resto está causado por el viento. Cuando prevalecen las condiciones secas, los vientos fuertes pueden retirar grandes cantidades de suelo de los campos no protegidos (Figura 6.25). Esto es lo que ocurrió en la década de 1930 en partes de las Grandes Llanuras. Durante un intervalo de años de sequía en la década de 1930, grandes tormentas de polvo invadieron las Grandes Llanuras. A causa del tamaño y la gravedad de estas tormentas, la región pasó a llamarse el Dust Bowl, y el periodo, los Sucios Años Treinta. El corazón del Dust Bowl eran casi 100 millones de acres en el límite de Texas y Oklahoma y las partes adyacentes de Colorado, Nuevo México y Kansas (Figura 6.26). Algunas veces las tormentas de polvo eran tan fuertes que se les dio el nombre de «ventiscas negras» y «rodillos negros» porque la visibilidad se reducía a tan solo unos metros.

FIGURA 6.25 Cuando la tierra está seca y desprotegida por la ausencia de vegetación que la ancle, la erosión del suelo por el viento puede ser significativa. El hombre está indicando dónde se encontraba la superficie del suelo cuando las hierbas empezaron a crecer. Más tarde la erosión eólica redujo la superficie del suelo al nivel de sus pies (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

FIGURA 6.26. Una tormenta de polvo ennegrece el cielo de Colorado en esta imagen histórica del Dust Bowl de los años treinta (Foto cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

¿Qué provocó el Dust Bowl? Claramente el hecho de que algunas porciones de las Grandes Llanuras experimentaran algunos de los vientos más fuertes de Norteamérica es importante. Sin embargo, fue la expansión de la agricultura lo que preparó el escenario para el periodo desastroso de erosión del suelo. La mecanización permitió la rápida transformación de las praderas cubiertas de hierba de esta región semiárida en tierras de cultivo. Mientras la precipitación fue adecuada, el suelo se mantuvo en su lugar. Sin embargo, cuando sobrevino una sequía prolongada en la década de 1930, los campos desprotegidos fueron vulnerables al viento. El resultado fue una gran pérdida de suelo, el malogro de las cosechas y un periodo de privaciones económicas[4].

En muchas regiones la velocidad de erosión del suelo es significativamente mayor que la de su formación. Esto significa que en esos lugares un recurso renovable se ha convertido en uno no renovable. En la actualidad, se calcula que la capa vegetal del suelo se está erosionando más rápidamente de lo que se forma en más de una tercera parte de las zonas de cultivo del mundo. El resultado es una menor productividad, una peor calidad de las cosechas, un menor ingreso agrícola y un futuro siniestro.

Sedimentación y contaminación química

Otro problema relacionado con la erosión excesiva del suelo es el relativo al depósito de sedimentos. Cada año en Estados Unidos se sedimentan cientos de millones de toneladas de suelo erosionado en lagos, pantanos y

[4] Si desea una historia fácil de leer y atractiva de esta época puede elegir *The Worst Hard Times, The Untold Story of those Who Survived the Great American Dust Bowl*, de Timothy Egan, Houghton Mifflin Co., 2006.

ríos. El efecto perjudicial de este proceso puede ser significativo. Por ejemplo, a medida que se deposita cada vez más sedimento en un pantano, su capacidad disminuye, limitando su utilidad para el control de las inundaciones, el abastecimiento de agua y la generación de energía hidroeléctrica. Además, la sedimentación en ríos y otras vías fluviales puede restringir la navegación e inducir costosas operaciones de dragado.

A veces los alumnos preguntan...

¿Se está reduciendo la cantidad de suelo de cultivo de Estados Unidos y de todo el mundo?

En realidad sí. Se ha calculado que entre 3 y 5 millones de acres de las principales tierras de cultivo de Estados Unidos se pierden cada año a través de la mala utilización (incluida la erosión del suelo) y la conversión a usos no agrícolas. Según las Naciones Unidas, desde 1950 más de un tercio de la tierra cultivable del mundo se ha perdido a causa de la erosión del suelo (acre = 4.046,8 m^2).

En algunos casos, las partículas del suelo están contaminadas con los pesticidas utilizados en la agricultura. Cuando estos productos químicos llegan a un lago o un pantano, la calidad del suministro de agua se ve amenazada y los organismos acuáticos pueden verse en peligro. Además de los pesticidas, los nutrientes normalmente encontrados en los suelos, junto con los añadidos por los fertilizantes agrícolas, se abren camino hacia los ríos y los lagos, donde estimulan el crecimiento de plantas. Durante un cierto tiempo, el exceso de nutrientes acelera el proceso por medio del cual el crecimiento vegetal induce el agotamiento de oxígeno y una muerte precoz del lago.

La disponibilidad de buenos suelos es crucial si se pretende alimentar a la población mundial en rápido crecimiento. En todos los continentes se está produciendo una pérdida innecesaria de suelo, porque no se están utilizando medidas de conservación adecuadas. Aunque es un hecho reconocido que la erosión del suelo nunca puede ser eliminada del todo, los programas de conservación del suelo pueden reducir de manera sustancial la pérdida de este recurso básico (Figura 6.27). Las estructuras para cortar el viento (hileras de árboles), la construcción de bancales y el trabajar las tierras a lo largo de los contornos de las colinas son algunas de las medidas eficaces, igual que las prácticas de cultivo especial y de rotación de las cosechas.

A. B.

FIGURA 6.27. Estas imágenes ilustran algunas de las formas mediante las cuales puede reducirse la erosión del suelo. **A.** En esta escena de una granja del noroeste de Iowa, el maíz (marrón) y el heno (verde) se han plantado en tiras que siguen el contorno de las laderas. Este patrón de cultivo de las cosechas puede reducir la pérdida de suelo debido a la erosión del agua mediante reducción significativa de la velocidad de escorrentía del agua. **B.** Cortavientos protegiendo los campos de trigo en Dakota del Norte. Estas extensas llanuras son susceptibles de erosión eólica, en especial cuando los campos están desnudos. Las hileras de árboles reducen la velocidad del viento y lo desvían hacia arriba, lo que reduce la pérdida de partículas de suelo finas (Fotos cortesía de U.S.D.A./Natural Resources Conservation Service).

CAPÍTULO 6 Meteorización y suelo

RESUMEN

- Entre los procesos externos se cuentan: (1) *meteorización,* es decir, la desintegración y descomposición de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella; (2) *procesos gravitacionales,* transferencia de materia rocosa pendiente abajo bajo la influencia de la gravedad, y (3) *erosión,* eliminación del material por un agente dinámico, normalmente agua, viento o hielo. Se denominan *procesos externos* porque tienen lugar en la superficie terrestre o cerca de ella y se alimentan de la energía solar. Por el contrario, los *procesos internos,* como el vulcanismo y la formación de montañas, derivan su energía del interior de la Tierra.
- La *meteorización mecánica* es la fractura física de una roca en fragmentos más pequeños. Las rocas pueden romperse en fragmentos más pequeños mediante *cuñas de hielo* (donde el agua se abre camino en las grietas o agujeros de las rocas y, después de su congelación, se expande y aumenta de tamaño las aberturas); *crecimiento de cristales salinos, lajamiento* (expansión y rotura debidas a una gran reducción de la presión cuando la roca suprayacente es erosionada); *expansión térmica* (debilitamiento de la roca como consecuencia de la expansión y contracción conforme se calienta y se enfría) y *actividad biológica* (por los humanos, por los animales excavadores, las raíces de las plantas, etc.).
- La *meteorización química* altera el quimismo de una roca, transformándola en sustancias diferentes. El agua es con mucho el agente de meteorización química más importante. Se produce *disolución* cuando los minerales hidrosolubles, como la halita, se disuelven en el agua. El oxígeno disuelto en agua *oxidará* los minerales ricos en hierro. Cuando el dióxido de carbono (CO_2) se disuelve en agua forma *ácido carbónico,* que acelera la descomposición de los silicatos mediante *hidrólisis.* La meteorización química de los silicatos produce a menudo: (1) productos solubles que contienen iones sodio, calcio, potasio y magnesio, y sílice en disolución; (2) óxidos de hierro insolubles, y (3) minerales de arcilla.
- La velocidad a la cual la roca se meteoriza depende de factores como: (1) el *tamaño de partícula,* los fragmentos pequeños generalmente se meteorizan más rápidamente que los grandes; (2) la *composición mineral,* la calcita se disuelve fácilmente en disoluciones ligeramente ácidas, y los silicatos que se forman por primera vez a partir del magma son menos resistentes a la meteorización química, y (3) los *factores climáticos,* en particular la temperatura y la humedad. Con frecuencia, las rocas expuestas en la superficie terrestre no se meteorizan a la misma velocidad. Esta *meteorización diferencial* de las rocas se ve influida por factores como la composición mineral y el grado de fracturación.
- El *suelo* es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del *regolito* (la capa de roca y fragmentos minerales producidos por la meteorización) que sustenta el crecimiento de las plantas. Aproximadamente la mitad del volumen total de un suelo de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y *humus* (los restos descompuestos de la vida animal y vegetal); la mitad restante consiste en espacios porosos, donde circulan el aire y el agua. Los factores más importantes que controlan la formación del suelo son la *roca madre,* el *tiempo,* el *clima,* las *plantas* y los *animales,* y la *pendiente.*
- Los procesos de formación del suelo operan desde la superficie hacia abajo y producen en el suelo zonas o capas que se denominan *horizontes.* Desde la superficie hacia abajo, los horizontes del suelo se denominan respectivamente *O* (fundamentalmente materia orgánica), *A* (fundamentalmente materia mineral), *E* (donde la *eluviación* y la *lixiviación* extraen los componentes finos y los constituyentes solubles del suelo), *B* (o *capa subsuperficial del suelo,* al que se hace referencia a menudo como la *zona de acumulación*), y *C* (la roca madre parcialmente alterada). Juntos, los horizontes *O* y *A* constituyen lo que se denomina la *capa superficial del suelo.*
- En Estados Unidos, los suelos se clasifican mediante un sistema conocido como la *Taxonomía del suelo.* Se basa en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo e incluye seis categorías jerárquicas. El sistema es especialmente útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación de la tierra.
- La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclado constante de los materiales de la Tierra que denominamos ciclo de las rocas. Una vez en el canal de un río, las partículas de suelo son transportadas corriente abajo y finalmente acaban por depositarse. Las *velocidades de erosión del suelo* varían de un lugar a otro y dependen de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación. Las actividades humanas que eliminan o alteran la vegetación natural, aceleran en gran medida la velocidad de erosión del suelo.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

canchal, 205
cuña de hielo (gelifracción), 204
disolución, 208
domo de exfoliación, 205
eluviación, 220
erosión, 202
hidrólisis, 212
horizonte, 219
humus, 216
lajamiento, 205
lixiviación, 220
meteorización diferencial, 215
meteorización esferoidal, 214
meteorización mecánica, 203
meteorización química, 203
meteorización, 202
oxidación, 211
perfil del suelo, 219
proceso externo, 202
proceso gravitacional, 202
proceso interno, 202
regolito, 216
roca madre, 216
solum, 220
suelo, 216
taxonomía del suelo, 221

PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa el papel de los procesos externos en el ciclo de las rocas.
2. Si se meteorizaran dos rocas idénticas, una mediante procesos mecánicos y otra mediante procesos químicos, ¿en qué se diferenciarían los productos de la meteorización de las dos rocas?
3. Describa la formación de un domo de exfoliación. Dé un ejemplo de una estructura de este tipo.
4. ¿Cómo se añade la meteorización mecánica a la eficacia de la meteorización química?
5. Un granito y un basalto están expuestos superficialmente a una región cálida y húmeda:
   a) ¿Qué tipo de meteorización predominará?
   b) ¿Cuál de estas rocas se meteorizará más deprisa? ¿Por qué?
6. El calor acelera una reacción química. ¿Por qué entonces la meteorización química transcurre despacio en un desierto cálido?
7. ¿Cómo se forma el ácido carbónico (H_2CO_3) en la naturaleza? ¿Qué se obtiene cuando este ácido reacciona con el feldespato potásico?
8. Enumere algunos posibles efectos ambientales de la precipitación ácida (*véase* Recuadro 6.1).
9. ¿Cuál es la diferencia entre el suelo y el regolito?
10. ¿Qué factores podrían hacer que se desarrollaran diferentes suelos a partir de la misma roca madre, o que se formaran suelos similares a partir de rocas madres diferentes?
11. ¿Cuál de los controles de formación del suelo es más importante? Explíquelo.
12. ¿Cómo puede afectar la topografía al desarrollo del suelo? ¿Qué se entiende por la expresión *orientación de la pendiente*?
13. Enumere las características asociadas con cada uno de los horizontes en un perfil de suelo bien desarrollado. ¿Qué horizontes constituyen el solum? ¿Bajo qué circunstancias carecen de horizontes los suelos?
14. Los suelos tropicales que se describen en el Recuadro 6.3 sostienen las exuberantes selvas tropicales aunque se les considera poco fértiles. Explíquelo.
15. Enumere tres efectos nocivos de la erosión del suelo que no sean la pérdida de la capa superficial del suelo vegetal de las zonas cultivables.
16. Describa brevemente las condiciones que indujeron la formación del Dust Bowl en los años 30.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

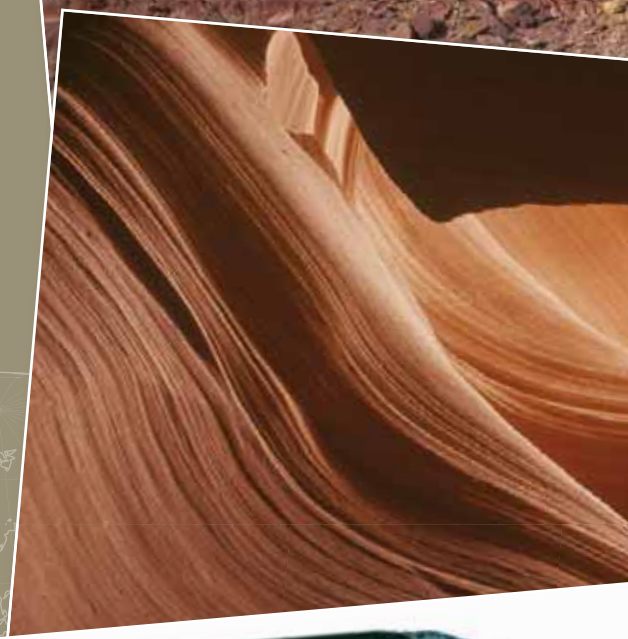
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

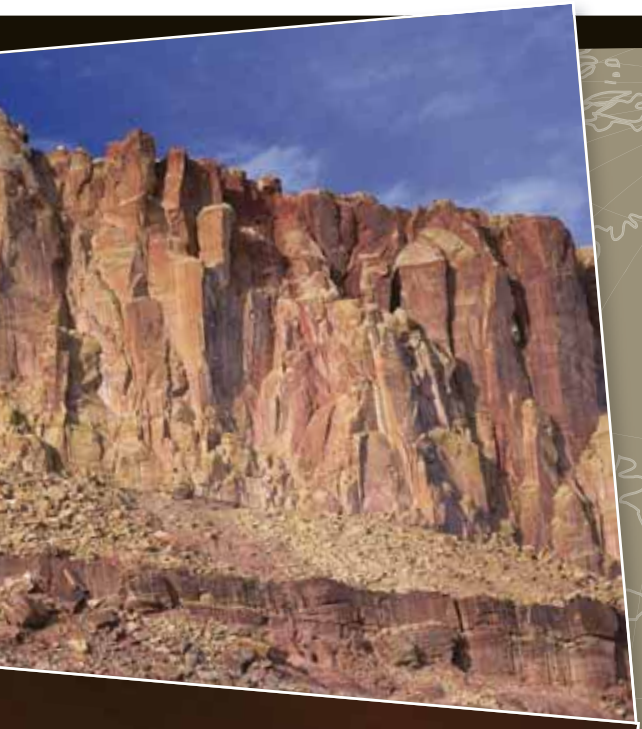
- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 7

Rocas sedimentarias





El capítulo anterior nos proporcionó la información necesaria para entender el origen de las rocas sedimentarias. Recordemos que la meteorización de las rocas existentes inicia el proceso. A continuación, la gravedad y los agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento y el hielo extraen los productos de meteorización y los transportan a una nueva localización, donde son depositados. Normalmente las partículas se descomponen aún más durante la fase de transporte. Después de la sedimentación, este material, que se denomina ahora sedimento, se litifica (se convierte en roca).

LA IMPORTANCIA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

La mayor parte de la Tierra sólida está constituida por rocas ígneas y metamórficas. Los geólogos estiman que estas dos categorías representan del 90 al 95 por ciento de los 16 km más externos de la corteza. Sin embargo, la mayor parte de la superficie sólida de la Tierra está constituida por sedimento o roca sedimentaria. Alrededor del 75 por ciento de todas las áreas continentales están cubiertas por sedimentos y rocas sedimentarias. El fondo oceánico, que representa alrededor del 70 por ciento de la superficie sólida de la Tierra, está prácticamente todo cubierto por sedimento. Las rocas ígneas están expuestas solo en la cresta de las dorsales centro oceánicas y en algunas áreas volcánicas. Por tanto, si bien el sedimento y las rocas sedimentarias constituyen solo un pequeño porcentaje de la corteza terrestre, están concentradas en, o cerca de, la superficie, en la interfaz entre la hidrosfera, la geosfera, la atmósfera y la biosfera.

Debido a esta posición única, los sedimentos y las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de las condiciones y los acontecimientos del pasado en la superficie. Además, las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Este grupo de rocas proporciona a los geólogos mucha de la información básica que necesitan para reconstruir los detalles de la historia de la Tierra (Figura 7.1).

Dicho estudio no solo tiene interés en sí mismo, sino que tiene valor práctico también. El carbón, que

FIGURA 7.1. Las rocas sedimentarias están expuestas en la superficie con mayor frecuencia que las rocas ígneas y metamórficas. Dado que contienen fósiles y otras pistas sobre nuestro pasado geológico, las rocas sedimentarias son importantes en el estudio de la historia de la Tierra. Los cambios verticales en los tipos de roca representan cambios ambientales con el tiempo. Parque Nacional Capital Redd, Utah (Foto de Scott T. Smith/CORBIS).

proporciona una porción significativa de nuestra energía eléctrica, es una roca sedimentaria. Además, otras fuentes principales de energía, el petróleo, el gas natural y el uranio, proceden de rocas sedimentarias. Son también fuentes importantes de hierro, aluminio, manganeso y fertilizantes fosfato, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción, como el cemento y los áridos. Las rocas sedimentarias son también el depósito principal del agua subterránea. Por tanto, la comprensión de este tipo de rocas y los procesos que las forman y las modifican es básica para localizar más suministros de muchos recursos importantes.

EL ORIGEN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

SEDIMENTAR ROCKS
▸ Introduction

En la Figura 7.2 se ilustra la porción del ciclo de las rocas que se produce cerca de la superficie de la Tierra, la parte que pertenece a los sedimentos y a las rocas sedimentarias. Una breve revisión de estos procesos proporciona una perspectiva útil:

- La meteorización empieza el proceso. Implica la desintegración física y la descomposición química de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias preexistentes. La meteorización genera una variedad de productos, entre ellos diversas partículas sólidas e iones en disolución, que constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias.
- Los constituyentes solubles son transportados por el agua de escorrentía y el agua subterránea. Las partículas sólidas son movidas a menudo pendiente abajo por la gravedad (procesos gravitacionales), antes que el agua de superficie, el agua subterránea, el viento y el hielo glacial las retiren. El transporte mueve estos materiales desde las zonas donde se originaron a ubicaciones donde se acumulan. El transporte de sedimento suele ser intermitente. Por ejemplo, durante una inundación, el movimiento rápido de un río desplaza grandes cantidades de arena y grava. A medida que las aguas se retiran, las partículas se depositan temporalmente, solo para ser movidas otra vez por una nueva inundación.

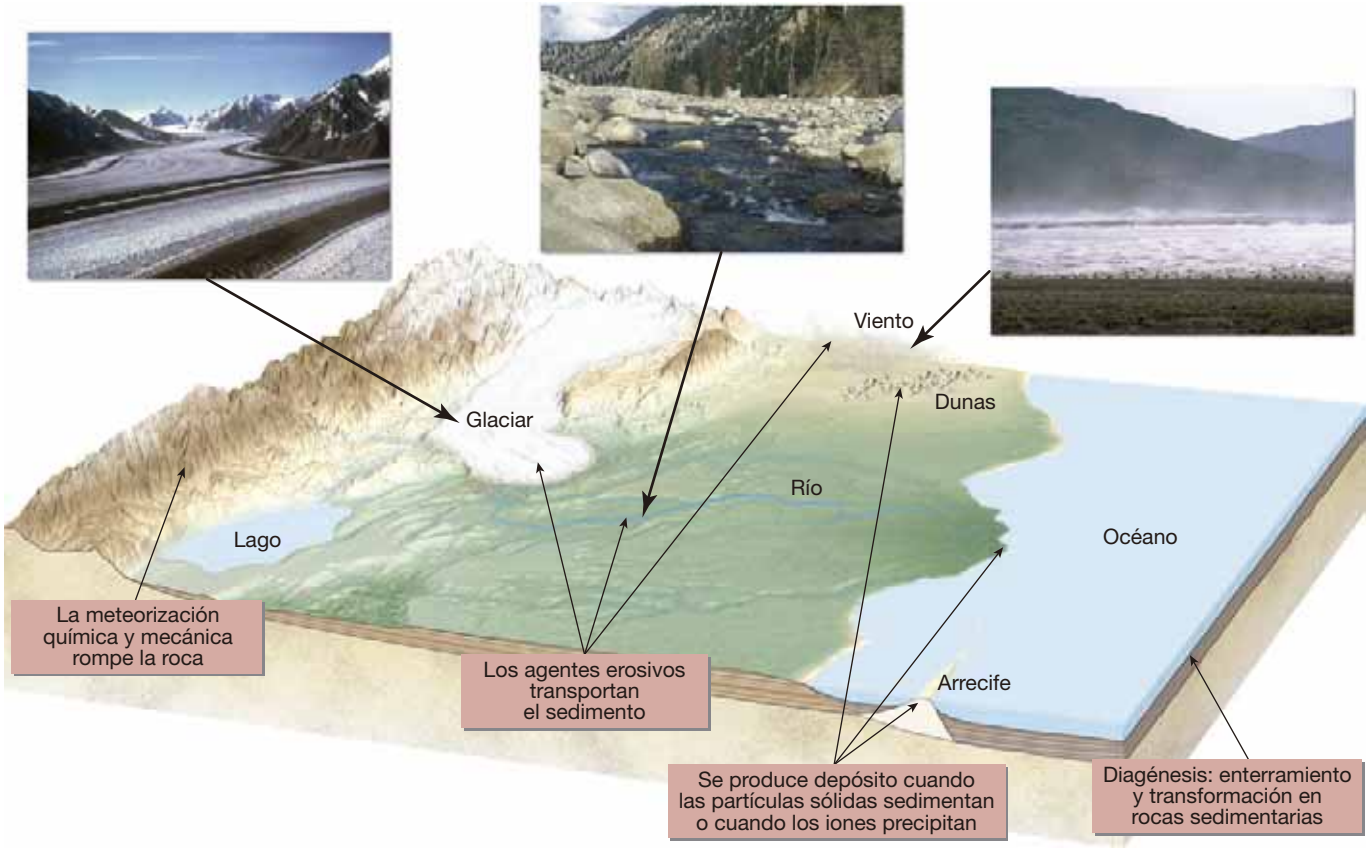


FIGURA 7.2. Este diagrama esboza la porción del ciclo de las rocas respecto a la formación de las rocas sedimentarias. La meteorización, el transporte, la sedimentación y la diagénesis representan los procesos básicos implicados (Fotos de E. J. Tarbuck).

- El depósito de partículas sólidas tiene lugar cuando el viento y las corrientes de agua disminuyen de velocidad y a medida que los glaciares se derriten. La palabra *sedimentaria* se refiere en realidad a este proceso. Procede del latín *sedimentum,* que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). El lodo del fondo de un lago, un delta en la desembocadura de un río, una barra de grava en el lecho de una corriente, las partículas del desierto y una duna, e incluso el polvo doméstico son ejemplos.
- El depósito de materiales disueltos en agua no está relacionado con la fuerza del viento o las corrientes de agua. Antes bien, los iones en disolución son retirados cuando cambios químicos o de temperatura provocan la cristalización o la precipitación del material o cuando los organismos extraen los materiales disueltos para construir sus caparazones.
- A medida que continúa la sedimentación, los sedimentos más antiguos son enterrados debajo de las capas más jóvenes y se convierten gradualmente en roca sedimentaria (se litifican) por compactación y cementación. Estos y otros cambios se conocen con el término de *diagénesis* (*dia* = cambio; *génesis* = origen), un término colectivo para todos los cambios (abreviatura de metamorfismo) que tienen lugar en la textura, composición y otras propiedades físicas después de que los sedimentos sean depositados.

Dado que hay una variedad de formas por medio de las cuales los productos de la meteorización son transportados, depositados y transformados en roca sólida, se reconocen tres categorías de rocas sedimentarias. Como nos ha recordado la visión de conjunto anterior, el sedimento tiene dos orígenes principales.

En primer lugar, puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de partículas sólidas derivadas de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan *detríticos* y las rocas sedimentarias que forman, **rocas sedimentarias detríticas**.

La segunda fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran medida mediante meteorización química. Cuando estos iones en disolución son precipitados mediante procesos inorgánicos o biológicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas**.

La tercera categoría es la de las **rocas sedimentarias orgánicas**. El principal ejemplo es el carbón. Esta roca combustible negra está formada por carbono orgánico procedente de los restos de plantas que murieron y se acumularon en el fondo de un pantano. Los fragmentos y trozos de material vegetal no descompuesto que constituyen los «sedimentos» en el carbón son los productos de meteorización que componen las rocas sedimentarias detríticas y químicas.

ROCAS SEDIMENTARIAS DETRÍTICAS

SEDIMENTAR ROCKS
▸ Types of Sedimentary Rocks

Si bien puede encontrarse una gran variedad de minerales y fragmentos de roca (*clastos*) en las rocas detríticas, los constituyentes fundamentales de la mayoría de las rocas sedimentarias de esta categoría son los minerales de arcilla y el cuarzo. Recordemos del Capítulo 6 que los minerales de arcilla son el producto más abundante de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. Las arcillas son minerales de grano fino con estructuras cristalinas laminares, similares a las micas. El otro mineral común, el cuarzo, es abundante porque es extremadamente duradero y muy resistente a la meteorización química. Por tanto, cuando las rocas ígneas, como el granito, son atacadas por los procesos de meteorización, se liberan los granos de cuarzo.

Otros minerales comunes de las rocas detríticas son los feldespatos y las micas. Dado que la meteorización química transforma rápidamente estos minerales en nuevas sustancias, su presencia en las rocas sedimentarias indica que la erosión y el depósito fueron lo bastante rápidas como para conservar algunos de los minerales principales de la roca original antes de que pudieran descomponerse.

El tamaño del clasto es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas. En la Tabla 7.1 se representan las categorías de tamaño para los clastos que constituyen las rocas detríticas. El tamaño del clasto no es solo un método cómodo de división de las rocas detríticas; también proporciona información útil relativa a los ambientes de depósito. Las corrientes de agua o de aire seleccionan los clastos por tamaños; cuanto más fuerte es la corriente, mayor será el tamaño del clasto transportado. La grava, por ejemplo, es desplazada por ríos de corriente rápida, así como por las avalanchas y los glaciares. Se necesita menos energía para transportar la arena; por tanto, esta última es común en accidentes geográficos como las dunas movidas por el viento o algunos depósitos fluviales y playas. Se necesita muy poca energía para transportar la arcilla, ya que se deposita muy lentamente. La acumulación de esas diminutas partículas suele estar asociada con el agua tranquila de un lago, una laguna, un pantano o ciertos ambientes marinos.

Tabla 7.1. Clasificación de las rocas detríticas según el tamaño del clasto.

Intervalos de tama o (milímetros)	Nombre del clasto	Nombre del sedimento	Roca detrítica
> 256 64-256 4-64 2-4	Bloque Canto Partícula Gránulo	Grava	Conglomerado o brecha
1/16-2	Arena	Arena	Arenisca
1/256-1/16 1/256	Limo Arcilla 0 10 20 30 40 50 60 (Escala en mm)	Fango	Lutita, lutita no fisil y limonita

Rocas sedimentarias detríticas comunes, ordenadas por tamaño de clasto creciente, son la lutita, la arenisca y el conglomerado o la brecha. Consideraremos ahora cada uno de estos tipos y cómo se forma.

Lutita

La *lutita* es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y el limo (Figura 7.3). Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad de todas las rocas sedimentarias. Las partículas de estas rocas son tan pequeñas que no pueden identificarse con facilidad sin grandes aumentos y, por esta razón, resulta más difícil estudiar y analizar las lutitas que la mayoría de las otras rocas sedimentarias.

Mucho de lo que sabemos se basa en el tamaño de sus clastos. Las diminutas partículas de la lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no turbulentas relativamente tranquilas. Entre esos ambientes se cuentan los lagos, las llanuras de inundación de ríos, las lagunas y zonas de las cuencas oceánicas profundas. Incluso en esos ambientes «tranquilos» suele haber suficiente turbulencia como para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla se deposita solo después de que las partículas se reúnan para formar agregados mayores.

A veces, la composición química de la roca proporciona información adicional. Un ejemplo es la lutita negra, que es negra porque contiene abundante materia orgánica (carbono). Cuando se encuentra una roca de este tipo, indica claramente que la sedimentación se produjo en un ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad ni se descomponen.

A veces los alumnos preguntan…

Según la Tabla . , arcilla es un término utilizado para referirse al tama o microscópico de un clasto. Creía que las arcillas eran un grupo de minerales silicatados laminares. ¿Qué afirmación es correcta?

Ambas lo son. En el contexto del tamaño del clasto detrítico, el término arcilla se refiere solo a aquellos granos con un tamaño inferior a 1/256 milímetros, es decir, un tamaño microscópico. No significa que estos clastos tengan una composición particular. Sin embargo, el término arcilla también se utiliza para designar una composición específica: concretamente, un grupo de minerales silicatados relacionados con las micas. Aunque la mayor parte de estos minerales arcillosos tiene el tamaño de la arcilla, no todos los sedimentos del tamaño de la arcilla están formados por minerales arcillosos.

FIGURA 7.3. La lutita es una roca detrítica de grano fino que es la más abundante de todas las rocas sedimentarias. Las lutitas oscuras que contienen restos vegetales son relativamente comunes (Foto cortesía de E. J. Tarbuck).

Conforme se acumulan el limo y la arcilla, tienden a formar capas delgadas, a las que se suele hacer referencia como *láminas* (*lamin* = capa delgada). Inicialmente las partículas de las láminas se orientan al azar. Esta disposición desordenada deja un elevado porcentaje de espacio vacío (denominado *espacio de poros*), que se llena con agua. Sin embargo, esta situación suele cambiar con el tiempo conforme nuevas capas de sedimento se apilan y compactan el sedimento situado debajo.

Durante esta fase las partículas de arcilla y limo adoptan una alineación más paralela y se amontonan. Esta reordenación de los granos reduce el tamaño de los espacios de los poros, expulsando gran parte del agua. Una vez que los granos han sido compactados mediante presión, los diminutos espacios que quedan entre las partículas no permiten la circulación fácil de las disoluciones que contienen el material cementante. Por consiguiente, las lutitas suelen describirse como débiles, porque están poco cementadas y, por consiguiente, no bien litificadas.

La incapacidad del agua para penetrar en sus espacios porosos microscópicos, explica por qué la lutita forma a menudo barreras al movimiento subsuperficial del agua y el petróleo. De hecho, las capas de roca que contienen agua subterránea suelen estar situadas por encima de los lechos de lutita que bloquean su descenso. En el caso de los depósitos de petróleo ocurre lo contrario. Suelen estar coronados por capas de lutita que evitan con eficacia el escape del petróleo y el gas a la superficie[1].

Es común aplicar el término *lutita* a todas las rocas sedimentarias de grano fino, en especial en un contexto no técnico. Sin embargo, hay que tener en cuenta que hay un uso más restringido del término. En este último, la lutita físil (*shale*) debe mostrar capacidad para escindirse en capas finas a lo largo de planos estrechamente espaciados y bien desarrollados. Esta propiedad se denomina **fisilidad** (*fissilis* = lo que se puede agrietar o separar). Si la roca se rompe en fragmentos o bloques, se aplica el nombre de *lutita no físil (mudstone).* Otra roca sedimentaria de grano fino que, como esta última, suele agruparse con la lutita pero carece de fisilidad es la *limolita,* compuesta fundamentalmente por clastos de tamaño limo, que contiene menos clastos de tamaño arcilla que las lutitas.

Aunque la lutita es, con mucho, más común que las otras rocas sedimentarias, normalmente no atrae tanto la atención como otros miembros menos abundantes de este grupo. La razón es que la lutita no forma afloramientos tan espectaculares como suelen hacer la arenisca y la caliza. En cambio, la lutita se disgrega con facilidad y suele formar una cubierta de suelo que oculta debajo la roca no meteorizada. Esto se ilustra muy bien en el Gran Cañón, donde las suaves pendientes de lutitas meteorizadas pasan casi desapercibidas y están cubiertas por vegetación, en claro contraste con los empinados acantilados producidos por las rocas más resistentes (Figura 7.4).

Aunque las capas de lutita no pueden formar acantilados escarpados ni afloramientos destacables, algunos depósitos tienen valor económico. Algunas lutitas se extraen para obtener materia prima para cerámica, fabricación de ladrillos, azulejos y porcelana. Además, mezcladas con la caliza, se utilizan para producir el cemento portland. En el futuro, un tipo de lutita, denominada lutita bituminosa, puede convertirse en un recurso energético valioso. Esta posibilidad se explorará en el Capítulo 23.

Arenisca

La *arenisca* es el nombre que se da a las rocas en las que predominan los clastos de tamaño arena (Figura 7.5). Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante; constituye aproximadamente el 20 por ciento de todo el grupo. Las areniscas se forman en diversos ambientes y a menudo contienen pistas significativas sobre su origen, entre ellas la selección, la forma del grano y la composición.

Selección y forma de grano

La **selección** es el grado de semejanza del tamaño del clasto en una roca sedimentaria. Por ejemplo, si todos los granos de una muestra de arenisca tienen

FIGURA 7.4. Estratos de roca sedimentaria expuestos en las paredes del Gran Cañón, Arizona. Las capas de arenisca y caliza resistentes producen acantilados escarpados. Por el contrario, la lutita, más débil y poco cementada, se desmenuza y produce una pendiente más suave de derrubios meteorizados donde crece algo de vegetación (Foto de Pixtal/age fotostock).

[1] La relación entre capas impermeables y la existencia y movimiento de agua subterránea se examina en el Capítulo 17. Las capas de lutita como roca tapadera en las trampas petrolíferas se tratan en el Capítulo 23.

FIGURA 7.5. Cuarzoarenita. Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante (Fotos de E. J. Tarbuck).

aproximadamente el mismo tamaño, se considera que la arena está *bien seleccionada.* A la inversa, si la roca contiene clastos grandes y pequeños mezclados, se dice que la arena está *mal seleccionada* (Figura 7.6A). Estudiando el grado de selección, podemos aprender mucho sobre la corriente que deposita el sedimento. Los depósitos de arena transportada por el viento suelen estar mejor seleccionados que los depósitos creados por el oleaje (Figura 7.7). Los clastos lavados por las olas están normalmente mejor seleccionados que los materiales depositados por las corrientes de agua. Cuando los clastos son transportados solo durante un tiempo relativamente breve y luego se depositan rápidamente, suelen producirse acumulaciones de sedimentos que muestran

A veces los alumnos preguntan...

¿Por qué muchas de las rocas sedimentarias fotografiadas en este capítulo tienen tanto colorido?

En el oeste y el suroeste de los Estados Unidos, los acantilados empinados y las paredes de los cañones constituidos por rocas sedimentarias exhiben a menudo una gama brillante de colores diferentes. (Por ejemplo, *véase* la foto de apertura del capítulo y las Figuras 7.1, 7.4, 7.7A y 7.13B y 7.16). En las paredes del Gran Cañón de Arizona, pueden observarse capas rojas, naranjas, moradas, grises, marrones y de color de ante. Algunas de las rocas sedimentarias del Cañón Bryce de Utah son de un color rosa claro (*véase* Figura 6.16). Las rocas sedimentarias de lugares más húmedos también presentan mucho colorido, pero normalmente están cubiertas por suelo y vegetación.

Los «pigmentos» más importantes son los óxidos de hierro, y se necesitan solo cantidades muy pequeñas para dar color a una roca. La hematites tiñe las rocas de color rojo o rosa, mientras que la limonita produce sombras amarillas y marrones. Cuando las rocas sedimentarias contienen materia orgánica, a menudo esta les da un color negro o gris (*véase* Figura 7.3).

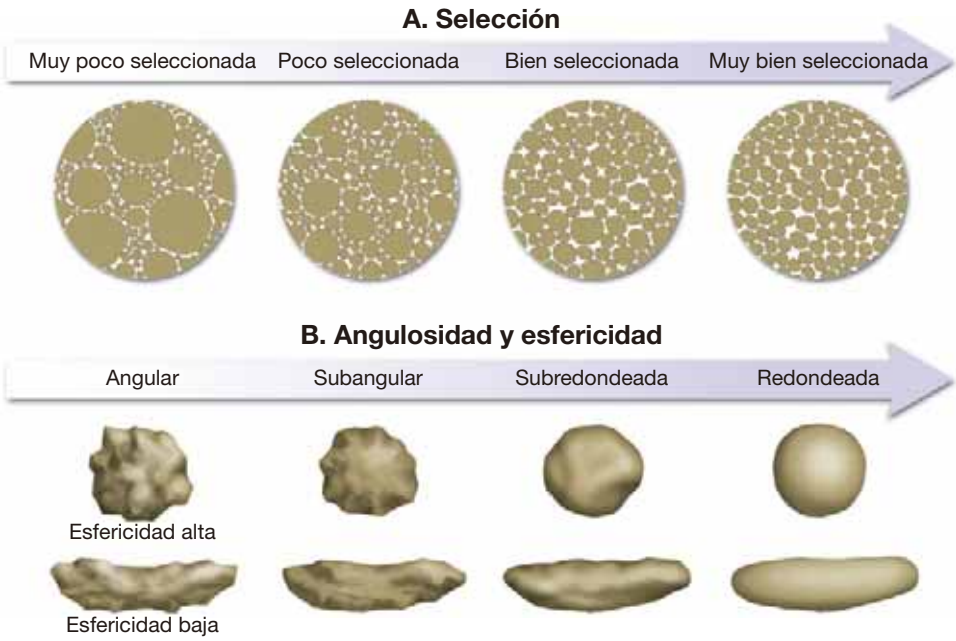


FIGURA 7.6. **A.** Las rocas detríticas normalmente tienen una variedad de clastos de diferentes tamaños. La *selección* se refiere al intervalo de tamaños presente. Las rocas con clastos que son casi todos del mismo tamaño se consideran «bien seleccionadas.» Cuando los sedimentos están «muy pocos seleccionados», hay una amplia gama de tamaños diferentes. Cuando una roca contiene clastos más grandes rodeados por otros más pequeños, la masa de clastos más pequeños suele denominarse *matriz*. **B.** Los geólogos describen la forma de una partícula en cuanto a su *angulosidad* (el grado en el que los bordes y las esquinas de los clastos están redondeados) y su *esfericidad* (hasta qué punto la forma del clasto se aproxima a una esfera). El transporte reduce el tamaño y la angulosidad de los clastos, pero no cambia su forma general.

A. B.

FIGURA 7.7. **A**. Los cerros naranjas y amarillos del parque nacional Zion de Utah dejan expuestos miles de kilómetros de la arenisca Navajo. El enorme manto de arena a partir del cual se endureció la arenisca se estima que una vez cubrió hasta 400.000 km cuadrados, una zona del tamaño de California (Foto de Dennis Tasa). **B.** Los granos de cuarzo que componen la arenisca navajo fueron depositados por el viento como dunas similares a las observadas en el Great Sand Dunes National Park de Colorado. Los granos de esta arenisca se consideran bien seleccionados porque son prácticamente todos del mismo tamaño (Foto de David Muench/ David Muench Photography, Inc.).

mala selección. Por ejemplo, cuando una corriente turbulenta alcanza las pendientes más suaves en la base de una montaña empinada, su velocidad se reduce rápidamente y se depositan de manera poco seleccionada arenas y grava.

La forma de los granos arenosos puede también contribuir a descifrar la historia de una arenisca (Figura 7.6B). Cuando las corrientes de agua, el viento o las olas mueven la arena y otros clastos sedimentarios más grandes, los granos pierden sus bordes y esquinas angulosos y se van redondeando más a medida que colisionan con otras partículas durante el transporte. Por tanto, es probable que los granos redondeados hayan sido transportados por el aire o por el agua. Además, el grado de redondez indica la distancia o el tiempo transcurrido en el transporte del sedimento por corrientes de aire o agua. Granos muy redondeados indican que se ha producido una gran abrasión y, por consiguiente, un transporte prolongado.

Los granos muy angulosos, por otro lado, significan dos cosas: que los materiales sufrieron transporte durante una distancia corta antes de su depósito, y que quizá los haya transportado algún otro medio. Por ejemplo, cuando los glaciares mueven los sedimentos, los clastos suelen volverse más irregulares por la acción de trituración y molienda del hielo.

Además de afectar al grado de redondez y al grado de selección que los clastos experimentan, la duración del transporte a través de corrientes de agua y aire turbulentas influye también en la composición mineral de un depósito sedimentario. Una meteorización sustancial y un transporte prolongado llevan a la destrucción gradual de los minerales más débiles y menos estables, entre ellos los feldespatos y los ferromagnesianos. Dado que el cuarzo es muy duradero, suele ser el mineral que sobrevive a las largas rutas en un ambiente turbulento.

Los párrafos anteriores han demostrado que el origen y la historia de la arenisca pueden deducirse a menudo examinando la selección, la redondez y la composición mineral de los granos que la constituyen. Conocer esta información nos permite deducir que una arenisca bien seleccionada y rica en cuarzo compuesta por granos muy redondeados debe ser el resultado de un largo transporte. Dicha roca, de hecho, puede representar varios ciclos de meteorización, transporte y sedimentación. También podemos concluir que una arenisca que contenga cantidades significativas de feldespato y de granos angulosos de minerales ferromagnesianos experimentó poca meteorización química y transporte, y probablemente fue depositada cerca del área fuente de los clastos.

Composición

Debido a su durabilidad, el cuarzo es el mineral predominante en la mayoría de las areniscas. Cuando este es el caso, la roca puede denominarse simplemente *cuarzoarenita.* Cuando una arenisca contiene cantidades apreciables de feldespato (25 por ciento), la roca se denomina *arcosa.* Además de feldespato, la arcosa normalmente

contiene cuarzo y laminillas resplandecientes de mica. La composición mineral de la arcosa indica que los granos proceden de rocas de origen granítico. Los clastos suelen estar generalmente mal seleccionados y suelen ser angulosos, lo que sugiere una distancia de transporte corta, una mínima meteorización química en un clima relativamente seco, y una sedimentación y un enterramiento rápidos.

Una tercera variedad de arenisca se conoce como *grauvaca*. Además de cuarzo y feldespato, esta roca de colores oscuros contiene abundantes fragmentos rocosos y una matriz. Más del 15 por ciento del volumen de la grauvaca es matriz. La mala selección y los granos angulosos característicos de la grauvaca sugieren que los clastos fueron transportados solo a una distancia relativamente corta desde su área de origen y luego se depositaron rápidamente. Antes de que el sedimento pudiera ser más seleccionado y reelaborado, fue enterrado por capas adicionales de material. La grauvaca suele estar asociada con depósitos submarinos compuestos por torrentes con sedimentos saturados denominados corrientes de turbidez.

Conglomerado y brecha

El *conglomerado* está constituido fundamentalmente de grava (Figura 7.8). Como se indica en la Tabla 7.1, estos clastos pueden oscilar en tamaño desde grandes cantos rodados hasta clastos tan pequeños como un guisante (Figura 7.9). Los clastos suelen ser lo bastante grandes como para permitir su identificación como tipos de roca distintivos; por tanto, pueden ser valiosos para identificar las áreas fuente de los sedimentos. Lo más frecuente es que los conglomerados estén mal seleccionados porque los huecos entre los grandes clastos de grava contienen arena o lodo.

FIGURA 7.9. Depósitos de grava a lo largo de Cargon Greek en el Parque Nacional del Gran Cañón, Arizona. Si estos sedimentos mal seleccionados estuvieran litificados, la roca sería un conglomerado (Foto de Michael Collier).

La grava se acumula en diversos ambientes y normalmente indica la existencia de pendientes acusadas o corrientes muy turbulentas. En un conglomerado, los clastos gruesos quizá reflejan la acción de corrientes montañosas enérgicas o son consecuencia de una fuerte actividad de las olas a lo largo de una costa en rápida erosión. Algunos depósitos glaciares y de avalanchas también contienen gran cantidad de grava.

Si los grandes clastos son angulosos, en vez de redondeados, la roca se denomina *brecha* (Figura 7.10). Debido a que los clastos grandes experimentan abrasión y se redondean muy deprisa durante el transporte, los clastos de una brecha indican que no viajaron muy lejos desde su área de origen antes de ser depositados. Por tanto, como ocurre con muchas rocas sedimentarias, los conglomerados y las brechas contienen pistas de su propia historia. Los tamaños de

FIGURA 7.8. El conglomerado está compuesto fundamentalmente de cantos redondeados del tamaño de la grava (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 7.10. Cuando los clastos del tamaño de la grava de una roca detrítica son angulosos, la roca se llama brecha (Foto de E. J. Tarbuck).

sus clastos revelan la fuerza de las corrientes que los transportaron, mientras que el grado de redondez indica cuánto viajaron. Los fragmentos que hay dentro de una muestra permiten identificar las rocas de las que proceden.

ROCAS SEDIMENTARIAS QUÍMICAS

SEDIMENTAR ROCKS
▸ Types of Sedimentary Rocks

Al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado *en disolución* a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten en rocas como la caliza, el sílex y la roca de sal.

Esta precipitación del material se produce de dos maneras. Los procesos *inorgánicos* (*in* = no; *organicus* = vida), como la evaporación y la actividad química, pueden producir sedimentos químicos. Los procesos *orgánicos* (vida) de los organismos acuáticos también forman sedimentos químicos, cuyo origen se dice que es **bioquímico.**

Un ejemplo de un depósito producido mediante procesos químicos inorgánicos es el que da origen a las estalactitas y las estalagmitas que decoran muchas cavernas (Figura 7.11). Otro es la sal que queda después de la evaporación de un determinado volumen de agua marina. Por el contrario, muchos animales y plantas que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta para formar caparazones y otras partes duras. Una vez muertos los organismos, sus esqueletos se acumulan por millones en el fondo de un lago o un océano como sedimento bioquímico (Figura 7.12).

Caliza

Representando alrededor del 10 por ciento del volumen total de todas las rocas sedimentarias, la *caliza* es la roca sedimentaria química más abundante. Está compuesta fundamentalmente del mineral calcita ($CaCO_3$) y se forma o bien por medios inorgánicos o bien como resultado de procesos bioquímicos (*véase* Recuadro 7.1). Con independencia de su origen, la composición mineral de toda la caliza es similar, aunque existen muchos tipos diferentes. Esto es así porque las calizas se producen bajo

FIGURA 7.11. Dado que muchos depósitos de las cuevas se han creado por el goteo aparentemente infinito de agua durante largos periodos de tiempo, formándose estalactitas (desde el techo) y estalagmitas (desde el suelo) y columnas (cuando se unen las anteriores). El material que se deposita es carbonato cálcico ($CaCO_3$) y la roca es una forma de caliza llamada *travertino.* El carbonato cálcico precipita cuando una parte del dióxido de carbono disuelto se escapa de una gota de agua (Foto de Guillen Photography; foto insertada de Clifford Stroud/Parque Nacional Wind Cave).

FIGURA 7.12. Esta roca, una variedad de la caliza denominada coquina, está formada por fragmentos de conchas; por consiguiente, tiene un origen bioquímico (Foto de E. J. Tarbuck).

diversas condiciones. Las formas que tienen un origen bioquímico marino son con mucho las más comunes.

Arrecifes de carbonato

Los corales son un ejemplo importante de organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina (*véase* Figura 1.13, pag. 20). Estos invertebrados relativamente sencillos segregan un esqueleto externo calcáreo (carbonato cálcico). Aunque son pequeños, los corales son capaces de crear estructuras masivas denominadas *arrecifes* (Figura 7.13A). Los arrecifes son colonias de coral compuestas por grandes números de individuos que viven codo a codo sobre una estructura de calcita segregada por ellos mismos. Además, con los corales viven algas secretoras de carbonato cálcico, que contribuyen a cementar la estructura entera en una masa sólida. También vive en los arrecifes, o cerca, una gran variedad de otros organismos (Recuadro 7.2).

Desde luego, el arrecife moderno mejor conocido es la Gran Barrera de Arrecifes de Australia de 2.000 km de largo, pero existen también otros muchos más pequeños. Se desarrollan en aguas cálidas y someras de los Trópicos y las zonas subtropicales en dirección al Ecuador en una latitud de alrededor de 30°. En las Bahamas, Hawái y los Cayos de Florida existen ejemplos notables.

Los corales modernos no han sido los primeros en construir arrecifes. Los primeros organismos que construyeron arrecifes en la Tierra fueron las bacterias fotosintetizadoras que vivieron durante el Precámbrico hace más de 2.000 millones de años. A partir de sus restos fósiles, se sabe que una variedad de organismos han construido arrecifes, entre ellos los bivalvos (almejas y ostras), los briozoos (animales parecidos al coral) y las esponjas. Se han encontrado corales en arrecifes fósiles de hasta 500 millones de años de antigüedad, pero los corales similares a las variedades coloniales modernas llevan construyendo arrecifes solo durante los últimos 60 millones de años.

En Estados Unidos, los arrecifes del Silúrico (hace 416 a 44 millones de años) son notables en Wisconsin,

A.

B.

FIGURA 7.13. **A.** La Gran Barrera de Arrecifes de Australia es el sistema de arrecifes más grande del mundo. Localizado en la costa de Queensland, se extiende 2.600 km y consta de más de 2.900 arrecifes individuales (Foto de Ingo Schulz/Photolibrary). **B.** Esta imagen del Parque Nacional Montañas de Guadalupe, Texas, muestra tan solo una pequeña porción de un inmenso complejo de arrecifes del Pérmico de 600 km alrededor del margen de la cuenca Delaware. El arrecife consistía en una rica comunidad de esponjas, briozoos, crinoides, gasterópodos, algas calcáreas y corales poco frecuentes (Foto de Michael Collier).

Illinois e Indiana. En el oeste de Texas y en la zona suroriental adyacente de Nuevo México, un complejo arrecife masivo formado durante el Pérmico (hace 251 a 299 millones de años) ha quedado extraordinariamente expuesto en el Parque Nacional de las Montañas de Guadalupe (*véase* Figura 7.13B).

Coquina y creta

Aunque la mayor parte de la caliza es producto de los procesos biológicos, este origen no siempre es evidente, porque los caparazones y los esqueletos pueden experimentar un cambio considerable antes de litificarse para formar una roca. Sin embargo, una caliza bioquímica de fácil identificación es la *coquina,* una roca de grano grueso compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón poco cementados (*véase* Figura 7.12). Otro ejemplo menos obvio, aunque familiar, es la *creta,* una roca blanda y porosa compuesta casi por completo de las partes duras de microorganismos marinos. Entre los depósitos de creta más famosos se cuentan los expuestos a lo largo de la costa sudoriental de Inglaterra (Figura 7.14).

A veces los alumnos preguntan…

¿Son las diatomeas un componente de la diatomita, que se utiliza en los filtros de las piscinas?

Las diatomeas no solo se utilizan en los filtros de las piscinas, sino que también se emplean en varios productos cotidianos, como la pasta de dientes (¡sí, nos cepillamos los dientes con los restos de organismos microscópicos muertos!). Las diatomeas segregan paredes de sílice en una gran variedad de formas que se acumulan como sedimentos en cantidades enormes. Dado que es ligera y químicamente estable, tiene una superficie específica elevada y es muy absorbente. La diatomita tiene muchos usos prácticos. Los principales usos de las diatomeas son: filtros (para refinar el azúcar, colar la levadura de la cerveza y filtrar el agua de las piscinas); abrasivos suaves (en los compuestos de limpieza y pulido del hogar y las esponjas faciales); y absorbentes (para vertidos químicos).

Calizas inorgánicas

Las calizas que tienen un origen inorgánico se forman cuando los cambios químicos o las temperaturas elevadas del agua aumentan la concentración del carbonato

FIGURA 7.14. Los Acantilados Blancos, Sussex, Inglaterra. Este prominente depósito de creta se extiende por debajo de grandes extensiones del sur de Inglaterra, así como en partes del norte de Francia (Foto de Art Wolfe).

cálcico hasta el punto de que este precipita. El *travertino,* el tipo de caliza normalmente observado en las cavernas, es un ejemplo (*véase* Figura 7.11). Cuando el travertino se deposita en cavernas, el agua subterránea es la fuente del carbonato cálcico. Conforme las gotitas de agua son expuestas al aire de la caverna, parte del dióxido de carbono disuelto en el agua se escapa, causando la precipitación del carbonato cálcico.

Otra variedad de caliza inorgánica es la *caliza oolítica.* Se trata de una roca compuesta por pequeños granos esféricos denominados *ooides.* Los ooides se forman en aguas marinas someras a medida que diminutas partículas «semilla» (normalmente pequeños fragmentos de caparazón) son movidos hacia adelante y hacia atrás por las corrientes. Conforme los granos ruedan en el agua caliente, que está supersaturada de carbonato cálcico, se recubren con una capa tras otra del precipitado químico (Figura 7.15).

Dolomía

Muy relacionada con la caliza está la *dolomía,* una roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico [$CaMg(CO_3)_2$]. Aunque la dolomía y la caliza se parecen mucho, pueden distinguirse fácilmente observando su reacción al ácido clorhídrico diluido. Cuando se coloca un gota en la caliza, la reacción (*efervescencia*) es obvia. Sin embargo, salvo que la dolomía esté en polvo, no reaccionará visiblemente al ácido.

FIGURA 7.15. La caliza oolítica está formada por ooides, que son pequeños granos esféricos formados por la precipitación química del carbonato cálcico en torno a núcleos diminutos. El carbonato se añade en capas concéntricas a medida que las esferas ruedan hacia atrás y hacia adelante arrastradas por las corrientes en un ambiente marino cálido somero (Fotos de Marli Miller).

El origen de la dolomía no está en absoluto claro y sigue siendo un tema de debate entre los geólogos. Ningún organismo marino produce partes duras de dolomita y la precipitación química de esta última desde el agua del mar se produce solo bajo condiciones inusuales de reacciones químicas en el agua en las zonas cerca de la costa. Sin embargo, la dolomía es abundante en muchas secuencias antiguas de roca sedimentaria.

Parece que cantidades significativas de dolomía se producen cuando aguas ricas en magnesio circulan a través de la caliza y convierten la calcita en dolomita sustituyendo algunos iones calcio por iones magnesio (proceso denominado *dolomización*). Sin embargo, otras dolomías carecen de evidencias de que se formaran mediante este proceso y su origen sigue siendo incierto.

Rocas silíceas (sílex)

El sílex es el nombre utilizado para una serie de rocas muy compactas y duras compuestas de cuarzo (SiO_2) microcristalino. Una forma bien conocida es el *pedernal,* cuyo color oscuro es consecuencia de la materia orgánica que contiene. El *jaspe,* una variedad roja, debe su color brillante al óxido de hierro que contiene. A la forma bandeada se la suele denominar *ágata* (Figura 7.16). Como el vidrio, la mayoría de las rocas silíceas tienen una fractura concoide. Su dureza, fácil astillamiento, y la posibilidad de conservar un borde afilado hicieron que estos minerales fueran los favoritos de los indígenas para la fabricación de «puntas» para arpones y flechas. Debido a su durabilidad y a su uso extenso, se encuentran «puntas de flecha» en muchas partes del mundo.

Los depósitos de rocas silíceas se encuentran fundamentalmente en una de las siguientes situaciones: como depósitos en capas (*depósitos de rocas silíceas*) y como nódulos, masas algo esféricas cuyo diámetro varía desde unos pocos milímetros (tamaño de un guisante) hasta unos pocos centímetros. La mayoría de los organismos acuáticos que producen partes duras lo hacen de carbono cálcico. Pero algunos, como las diatomeas y los radiolarios, producen esqueletos de sílice de aspecto vítreo. Estos diminutos organismos son capaces de extraer la sílice aun cuando el agua de mar contenga solo cantidades diminutas. Es a partir de sus restos que se cree que se originaron la mayoría de las capas de rocas silíceas. Algunos estratos de estos materiales aparecen asociados con coladas de lava y capas de ceniza volcánica. Debido a ello es probable que la sílice derivase de la descomposición de la ceniza volcánica y no de fuentes bioquímicas. Los nódulos de rocas silíceas se denominan a veces *rocas silíceas secundarias o de sustitución* y aparecen con más frecuencia dentro de los lechos de caliza. Se forman cuando la sílice, originalmente depositada en un lugar, se disuelve, migra y luego precipita químicamente en otro sitio, sustituyendo al material más antiguo.

A. Ágata

B. Pedernal

C. Jaspe

D. Punta de flecha de sílex

FIGURA 7.16. *Rocas silíceas (sílex)* es el nombre utilizado para algunas rocas densas y duras formadas por cuarzo microcristalino. **A.** *gata* es la variedad bardeada (Foto de Jeffrey A. Soville). **B.** El color oscuro del *pedernal* es resultado de la materia orgánica (Foto de E. J. Tarbuck). **C.** La variedad roja, denominada *jaspe,* recibe su color del óxido de hierro (Foto de E. J. Tarbuck). **D.** Los nativos hacían a menudo sus puntas de flecha y afilados útiles a partir del sílex (Foto de La Venta/Corbis Sygma).

Evaporitas

Muy a menudo, la evaporación es el mecanismo que desencadena la sedimentación de precipitados químicos. Entre los minerales precipitados normalmente de esta manera se cuentan la halita (cloruro sódico, NaCl), el componente principal de la *sal gema*, y el yeso (sulfato cálcico hidratado, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), el principal ingrediente de la *roca yeso.* Los dos tienen una importancia significativa. La halita nos resulta familiar a todos como la sal común utilizada para cocinar y sazonar los alimentos. Por supuesto, tiene muchos otros usos, desde la fusión del hielo en las carreteras hasta la fabricación de ácido clorhídrico, y ha sido considerada lo bastante importante a lo largo de la historia de la humanidad como para que la gente la haya buscado, comercializado y luchado por ella. El yeso es el ingrediente básico de la argamasa. Este material se utiliza mucho en la industria de la construcción para revestimiento de las paredes interiores y exteriores.

En el pasado geológico, muchas áreas que ahora son tierras secas eran cuencas, sumergidas bajo brazos someros de un mar que tenía solo conexiones estrechas con el océano abierto. Bajo estas condiciones, el agua del mar entraba continuamente en la bahía para sustituir el agua perdida por evaporación. Finalmente el agua de la bahía se saturaba y se iniciaba el depósito de sal. Estos depósitos se denominan **evaporitas**.

Cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia que viene determinada por su solubilidad. Precipitan primero los minerales menos solubles y al final, conforme aumenta la salinidad, precipitan los más solubles (Figura 7.17). Por ejemplo, el yeso precipita cuando se

FIGURA 7.17. Cada año, alrededor del 30 por ciento del suministro mundial de sal se extrae del agua marina. En este proceso, el agua salada se mantiene en balsas poco profundas, mientras la energía solar evapora el agua. Los depósitos de sal casi pura que acaban formándose son, en esencia, evaporitas artificiales. En el extremo meridional de la bahía de San Francisco, hacen falta casi 38.000 litros de agua para producir 900 kilogramos de sal (Foto de William E. Townsend Jr./Photo Researchers, Inc.).

ha evaporado alrededor del 80 por ciento del agua del mar, y la halita se deposita cuando ha desaparecido el 90 por ciento del agua. Durante las etapas tardías de este proceso, precipitan las sales de potasio y de magnesio. Una de esas sales de formación tardía, el mineral *silvina,* se obtiene como una fuente significativa de potasio («potasa») para fertilizante.

A menor escala, pueden verse depósitos de evaporita en lugares como el Valle de la Muerte, en California. Aquí, después de periodos de lluvia o de fusión de la nieve en las montañas, las corrientes fluyen desde las montañas circundantes a una cuenca cerrada (*véase* Figura 19.9, pág. 611). Conforme se evapora el agua, se forman **llanuras salinas** cuando los materiales disueltos precipitan en forma de una costra blanca sobre el terreno (Figura 7.18).

CARBÓN, UNA ROCA SEDIMENTARIA ORGÁNICA

El *carbón* es muy diferente de las otras rocas. A diferencia de la caliza y de las rocas silíceas, que son ricas en sílice y en calcita, el carbón está compuesto de materia orgánica. Un examen de cerca del carbón con lentes de aumento revela a menudo estructuras vegetales, como hojas, cortezas y madera, que han experimentado alteración química, pero siguen siendo identificables. Esto apoya la conclusión de que el carbón es el producto final derivado del enterramiento de grandes cantidades de materia vegetal durante millones de años (Figura 7.19).

La etapa inicial en la formación del carbón consiste en la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Se precisan condiciones especiales para esas acumulaciones, porque las plantas muertas se descomponen fácilmente cuando quedan expuestas a la atmósfera o a otros ambientes ricos en oxígeno. Un ambiente importante que permite la acumulación de materia vegetal es un pantano.

El agua estancada de los pantanos es pobre en oxígeno, de manera que no es posible la descomposición completa (oxidación) de la materia vegetal. En cambio, las plantas son atacadas por ciertas bacterias que descomponen en parte el material orgánico y liberan oxígeno e hidrógeno. Conforme esos elementos escapan, aumenta de manera gradual el porcentaje de carbono. Las bacterias no son capaces de acabar el trabajo de descomposición porque son destruidas por los ácidos liberados por las plantas.

La descomposición parcial de los restos vegetales en un pantano pobre en oxígeno crea una capa de *turba:* material marrón y blando en el cual todavía son fáciles de reconocer las estructuras vegetales. Con el enterramiento somero, la turba se transforma lentamente en *lignito,* un carbón blando y marrón. El enterramiento aumenta la temperatura de los sedimentos así como la presión sobre ellos.

Las temperaturas más elevadas producen reacciones químicas dentro de la materia vegetal produciendo agua y gases orgánicos (volátiles). A medida que aumenta la carga por el depósito de una cantidad cada vez mayor de sedimentos sobre el carbón en desarrollo, el agua y los volátiles escapan y aumenta la proporción

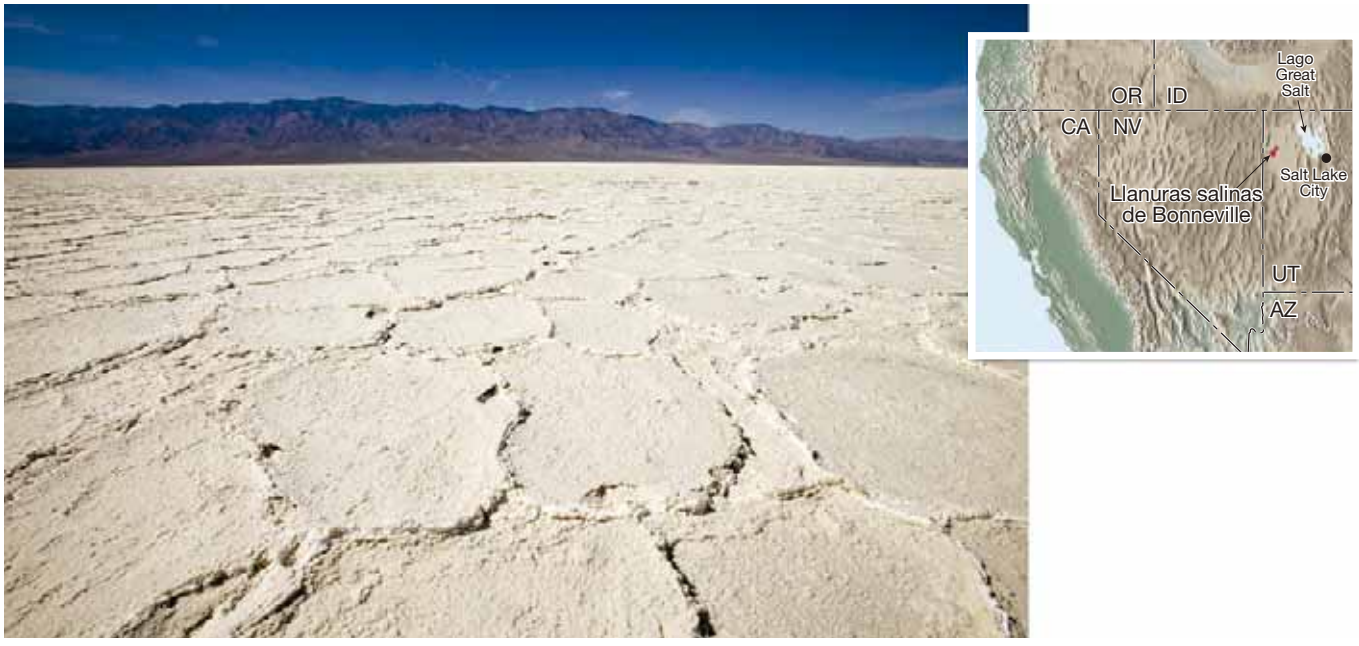


FIGURA 7.18. Las llanuras salinas de Bonneville, en Utah, son un ejemplo conocido de depósitos de evaporitas (Foto de Creatas/Photolibrary).

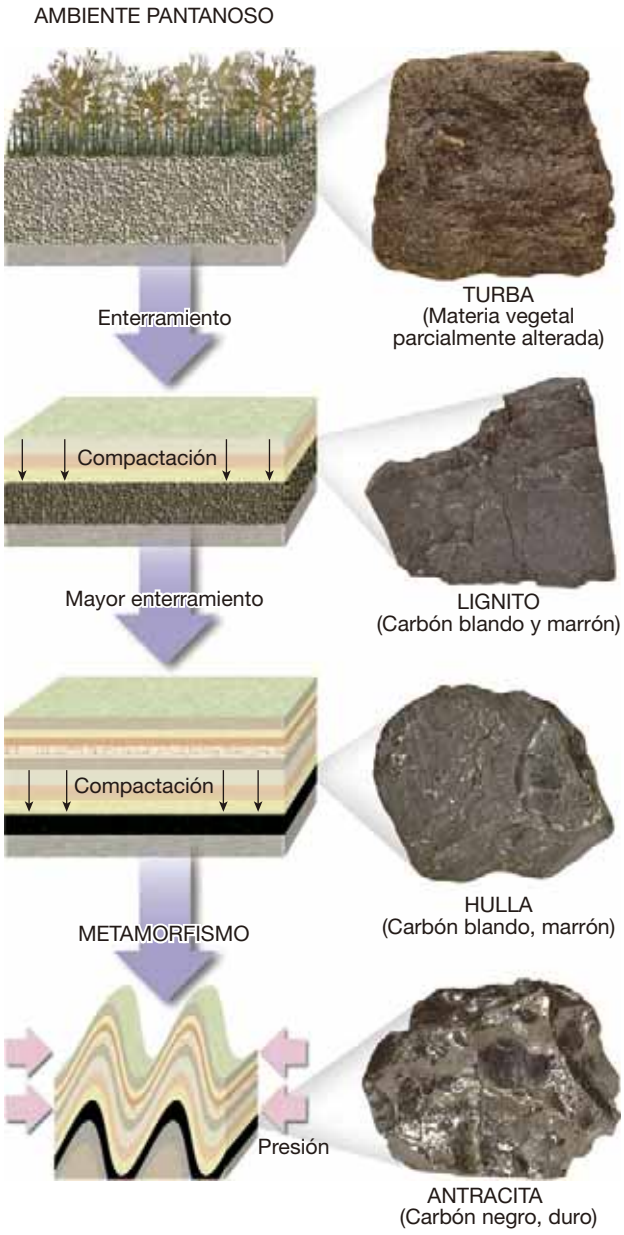


FIGURA 7.19. Etapas sucesivas en la formación del carbón (Fotos de E. J. Tarbuck).

de *carbono fijado* (el material combustible sólido restante). Cuanto mayor es el contenido de carbono, mayor es la energía que el carbón produce como combustible. Durante el enterramiento, el carbón se compacta también cada vez más. Por ejemplo, el enterramiento más profundo transforma el lignito en una roca negra más dura y compactada denominada carbón *hulla.* En comparación con la turba a partir de la que se formó, el grosor de un estrato de carbón bituminoso puede ser tan solo de una décima parte.

Los carbones lignito y hulla son rocas sedimentarias. Sin embargo, cuando las capas sedimentarias son sometidas a plegamientos y deformaciones asociadas con la formación de montañas, el calor y la presión inducen a una pérdida ulterior de volátiles y agua, incrementando con ello la concentración de carbono fijado. Este proceso transforma por metamorfismo la hulla en *antracita,* una roca *metamórfica* negra, brillante y muy dura. La antracita es un combustible limpio, pero se está explotando solo una cantidad relativamente pequeña, porque no es un carbón abundante y es más difícil y caro de extraer que las capas relativamente planas de hulla.

El carbón es un recurso energético importante. Su papel como combustible y algunos de los problemas asociados con su combustión se tratan en el Capítulo 23.

TRANSFORMACIÓN DEL SEDIMENTO EN ROCA SEDIMENTARIA: DIAGÉNESIS Y LITIFICACIÓN

El sedimento puede experimentar grandes cambios desde el momento en que fue depositado hasta que se convierte en una roca sedimentaria y posteriormente es sometido a las temperaturas y las presiones que lo transforman en una roca metamórfica. El término **diagénesis** (*dia* = cambio; *genesis* = origen) es un término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después de que se depositan los sedimentos, así como durante y después de la litificación.

El enterramiento promueve la diagénesis, ya que conforme los sedimentos van siendo enterrados, son sometidos a temperaturas y presiones cada vez más elevadas. La diagénesis se produce en los kilómetros superiores de la corteza terrestre a temperaturas que en general son inferiores a los 150 °C a 200 °C. Más allá de este umbral algo arbitrario, se dice que tiene lugar el metamorfismo.

Un ejemplo de cambio diagenético es la *recristalización,* el desarrollo de minerales más estables a partir de algunos menos estables. El mineral aragonito, la forma menos estable del carbonato cálcico ($CaCO_3$), lo ilustra. Muchos organismos marinos segregan aragonito para formar conchas y otras partes duras, como las estructuras esqueléticas producidas por los corales. En algunos ambientes se acumulan como sedimento grandes cantidades de estos materiales sólidos. A medida que tiene lugar el enterramiento, el aragonito recristaliza a la forma más estable del carbonato cálcico, la calcita, que es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza.

Otro ejemplo de diagénesis se proporcionó en el apartado anterior sobre el carbón. Implica la alteración química de la materia orgánica en un ambiente pobre en oxígeno. En vez de descomponerse por completo, como

La Tierra como sistema

El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias

RECUADRO 7.1

Para ilustrar el movimiento de materia y energía en el sistema Tierra, echemos un breve vistazo al *ciclo del carbono* (Figura 7.A). El carbono puro es relativamente poco común en la naturaleza. Se encuentra, sobre todo, en dos minerales, el diamante y el grafito. La mayor parte del carbono está enlazado químicamente a otros elementos para formar compuestos como el dióxido de carbono, el carbonato cálcico, y los hidrocarburos que se encuentran en el carbón y el petróleo. El carbono es también el componente básico de la vida, ya que se combina fácilmente con el hidrógeno y el oxígeno para formar los compuestos orgánicos fundamentales que constituyen los seres vivos.

En la atmósfera, el carbono se halla principalmente en forma de dióxido de carbono (CO_2). El dióxido de carbono atmosférico es importante porque es un gas invernadero, lo cual significa que es un absorbente eficaz de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera . Dado que el dióxido de carbono interviene en muchos de los procesos que operan en la Tierra, este gas entra y sale constantemente de la atmósfera (Figura 7.B). Por ejemplo, mediante el proceso de la fotosíntesis, las plantas absorben el dióxido de carbono procedente de la atmósfera y producen los compuestos orgánicos esenciales necesarios para el crecimiento. Los animales que consumen esas plantas (o consumen otros animales herbívoros) utilizan estos compuestos orgánicos como fuente de energía y, a través del proceso de la respiración, devuelven el dióxido de carbono a la atmósfera. (Las plantas también devuelven una parte del CO_2 a la atmósfera por medio de la respiración.) Además, cuando las plantas mueren y se descomponen o se queman, esta biomasa se oxida y el dióxido de carbono vuelve a la atmósfera.

No todo el material vegetal muerto se descompone inmediatamente en dióxido de carbono. Un pequeño porcentaje es depositado como sedimento. Durante largos espacios de tiempo geológico, se entierra una cantidad considerable de biomasa con sedimentos. Bajo las condiciones apropiadas, algunos de estos depósitos ricos en carbono se convierten en combustibles fósiles, como carbón, petróleo o gas natural. Al final algunos de los combustibles se recuperan (mediante excavaciones o bombeos de un pozo)

En la sección «El calentamiento de la atmósfera: el efecto invernadero» del Capítulo 21 encontrará más sobre esta idea.

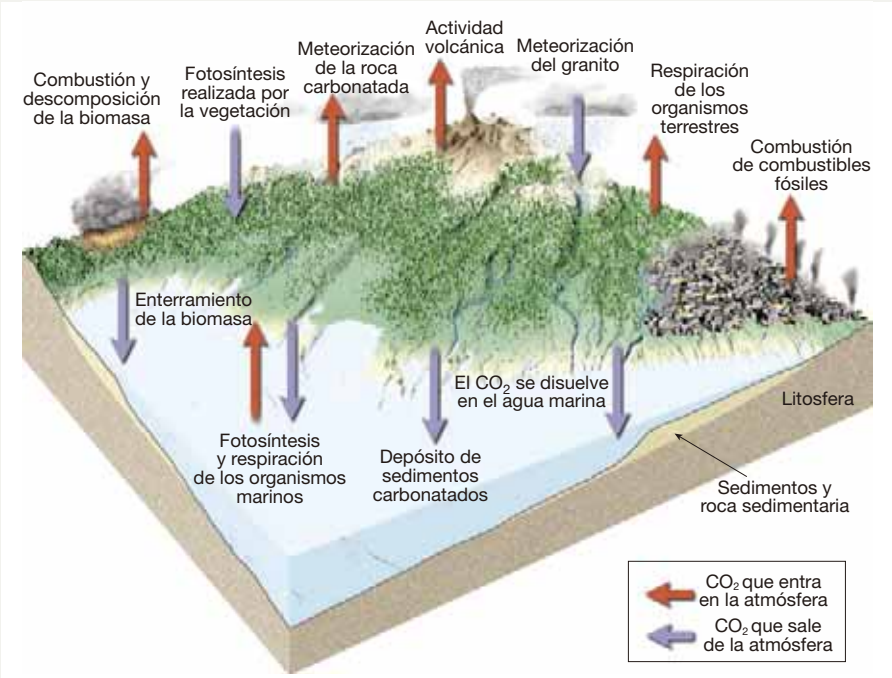


FIGURA 7.A. Diagrama simplificado del ciclo del carbono, con énfasis en el flujo de carbono entre la atmósfera y la hidrosfera, la litosfera y la biosfera. Las flechas coloreadas muestran si el flujo de carbono entra o sale de la atmósfera.

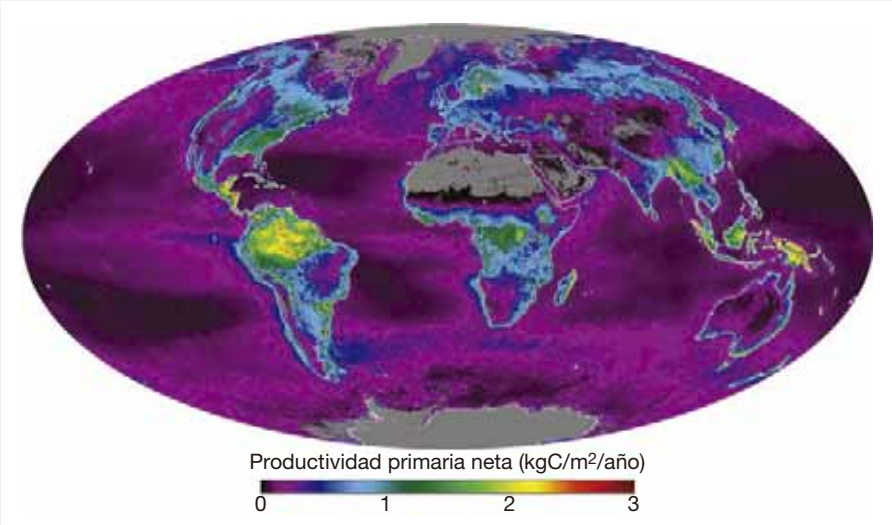


FIGURA 7.B. Este mapa se creó utilizando medidas basadas en el espacio de una variedad de propiedades vegetales y muestra la productividad neta de la vegetación continental y oceánica en 2002. Se calcula determinando cuánto CO_2 es captado por la vegetación durante la fotosíntesis menos la cantidad liberada durante la respiración. Los científicos esperan que esta medida global de la actividad biológica proporcione nuevas perspectivas en el complejo ciclo del carbono en la Tierra (Imagen de la NASA).

y se queman para hacer funcionar las fábricas y alimentar nuestro sistema de transporte con combustible. Un resultado de la combustión de combustibles fósiles es la liberación de grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera. Desde luego una de las partes más activas del ciclo de carbono es el movimiento de CO_2 desde la atmósfera a la biosfera y de vuelta otra vez.

El carbono también se mueve de la geosfera y la hidrosfera a la atmósfera y viceversa. Por ejemplo, se cree que la actividad volcánica en las primeras etapas de la historia de la Tierra es la fuente de gran parte del dióxido de carbono que se halla en la atmósfera. Una manera en la que el dióxido de carbono regresa a la hidrosfera y luego a la Tierra sólida es combinándose primero con agua para formar ácido carbónico (H_2CO_3), que después ataca las rocas que componen la corteza terrestre. Un producto de esta meteorización química de la roca sólida es el ion bicarbonato soluble ($2HCO_3^-$), que es transportado por las aguas subterráneas y los ríos hacia el océano. Aquí, los organismos acuáticos extraen este material disuelto para producir partes duras de carbonato cálcico ($CaCO_3$). Cuando los organismos mueren, estos restos esqueléticos se depositan en el fondo oceánico como sedimentos bioquímicos y se convierten en roca sedimentaria. De hecho, la corteza es con mucho el mayor depósito terrestre de carbono, donde es el constituyente de una variedad de rocas, la más abundante de las cuales es la caliza. La caliza acaba quedando expuesta en la superficie de la Tierra, donde la meteorización química provocará que el carbono almacenado en la roca se libere a la atmósfera en forma de CO_2.

En resumen, el carbono se mueve entre las cuatro esferas principales de la Tierra. Es esencial para cualquier ser vivo de la biosfera. En la atmósfera el dióxido de carbono es un gas invernadero importante. En la hidrosfera, el dióxido de carbono se disuelve en los lagos, los ríos y el océano. En la geosfera los sedimentos carbonatados y las rocas sedimentarias contienen carbono y este se almacena como materia orgánica dispersada por las rocas sedimentarias y como depósitos de carbón y petróleo.

ocurriría en presencia de oxígeno, la materia orgánica se transforma lentamente en carbón sólido.

La diagénesis incluye la **litificación**, proceso mediante el cual los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias sólidas (*lithos* = piedra; *fic* = hacer). Los procesos básicos de litificación son la compactación y la cementación.

El cambio diagenético físico más habitual es la **compactación**. Conforme el sedimento se acumula, el peso del material suprayacente comprime los sedimentos más profundos. Cuanto mayor es la profundidad a la que está enterrado el sedimento, más se compacta y más firme se vuelve. Al inducirse cada vez más la aproximación de los granos, hay una reducción considerable del espacio poroso (el espacio abierto entre las partículas). Por ejemplo, cuando las arcillas son enterradas debajo de varios miles de metros de material, el volumen de la arcilla puede reducirse hasta en un 40 por ciento. Conforme se reduce el espacio del poro, se expulsa gran parte del agua que estaba atrapada en los sedimentos. Dado que las arenas y otros sedimentos gruesos son menos compresibles, la compactación, como proceso de litificación, es más significativa en las rocas sedimentarias de grano fino.

La **cementación** es el proceso más importante mediante el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias. Es un cambio diagenético que implica la precipitación de los minerales entre los granos sedimentarios individuales. El agua subterránea transporta los iones en disolución. Gradualmente tiene lugar la cristalización de los nuevos minerales a partir de esos iones en los espacios porosos, cementando los clastos. De la misma manera que el espacio del poro se reduce durante la compactación, la adición de cemento al depósito sedimentario reduce también su porosidad.

La calcita, la sílice y el óxido de hierro son los cementos más comunes. Hay una manera relativamente sencilla de identificar el material cementante. Cuando se trata de calcita, se producirá efervescencia con el ácido clorhídrico diluido. La sílice es el cemento más duro y produce, por tanto, las rocas sedimentarias más duras. Un color de naranja a rojo oscuro en una roca sedimentaria significa que hay óxido de hierro.

La mayoría de las rocas sedimentarias se litifica por medio de la compactación y la cementación. Sin embargo, algunas se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos, antes que empezar como acumulaciones de partículas independientes. Otras rocas sedimentarias cristalinas no empiezan de esta manera, sino que se transforman en masas de cristales entrecrecidos algún tiempo después de que se haya depositado el sedimento.

Por ejemplo, con el tiempo y el enterramiento, los sedimentos sueltos que consisten en delicados restos esqueléticos calcáreos pueden recristalizar en una caliza cristalina relativamente densa. Dado que los cristales crecen hasta que rellenan todos los espacios disponibles, normalmente las rocas sedimentarias cristalinas carecen de espacios porosos. A menos que las rocas desarrollen más tarde diaclasas y fracturas, serán relativamente impermeables a fluidos como el agua y el petróleo.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

El esquema de clasificación de la Figura 7.20 divide las rocas sedimentarias en dos grupos principales: detríticas y químicas/orgánicas. Además, podemos ver que

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Nuestros arrecifes de coral amenazados

RECUADRO 7.2

Los modernos arrecifes de coral son ecosistemas únicos de plantas, animales y su entorno geológico asociado. Son el hogar de alrededor del 25 por ciento de todas las especies marinas. Debido a esta gran diversidad, a veces se hace referencia a ellos como el equivalente oceánico de los bosques tropicales. Los diminutos animales coloniales que construyen estas intrincadas masas de caliza están muriendo a un ritmo alarmante. Si la tendencia continúa, muchos de los arrecifes del mundo resultarán significativamente dañados en los próximos 20 años.

Para entender mejor algunas de las razones por las que están amenazados los arrecifes de coral, es útil tener un poco de información sobre estos diminutos invertebrados que están relacionados con las anémonas y las medusas. Los corales se alimentan capturando plancton (plantas y animales microscópicos) y otras partículas mediante unos tentáculos que rodean una boca localizada en su parte central (Figura 7.C). La mayoría de los corales formadores de arrecifes tienen también algas simbióticas . Estas algas fotosintéticas viven dentro de los tejidos del coral y proporcionan a su huésped nutrientes importantes. Dado que la luz solar es esencial para la fotosíntesis, los corales constructores de arrecifes necesitan agua transparente iluminada en la que crecer.

¿Por qué están en peligro los arrecifes de coral? Los arrecifes de coral pueden ser dañados por procesos naturales, como las tormentas, pero están en un riesgo creciente por las actividades humanas. La salud del arrecife de coral puede verse gravemente afectada y el crecimiento de nuevas colonias obstaculizada cuando las aguas de escorrentía transportan sedimentos de fino grano desde las áreas continentales a las aguas costeras. La cantidad de sedimentos puede verse enormemente incrementada por el desarrollo cercano de agricultura, industria y construcciones, que a menudo eliminan la vegetación de anclaje dejando la superficie más vulnerable a la erosión. La luz solar necesaria para la fotosíntesis de las algas que viven en los corales disminuye en el agua enturbiada por el sedimento suspendido, reduciendo la productividad del coral.

FIGURA 7.C. Los pólipos coralinos son animales diminutos que viven normalmente en colonias. Segregan carbonato cálcico para formar esqueletos duros. Los corales formadores de arrecifes obtienen algo de alimento captando organismos diminutos mediante la utilizando de las células punzantes de sus tentáculos, pero estos animales obtienen una gran parte de su nutrición de las algas fotosintética es que viven en sus tejidos. (Foto de Jez Tryner/ Imagen Quest Marine)

Cuando los corales se estresan, a menudo expulsan las algas simbióticas que son cruciales para su bienestar en un proceso denominado *decoloración del coral.* Una causa conocida de la decoloración del coral es un aumento de las temperaturas del agua oceánica. Puede producirse de manera natural aumentos regionales de las temperaturas superficiales del mar. Además, es posible que las temperaturas oceánicas estén cambiando en todo el mundo como consecuencia del calentamiento global, del cual los humanos somos en gran medida responsables .

Se sabe que otras actividades humanas dañan directa e indirectamente a los arrecifes de coral. Los vertidos de combustibles y los contaminantes pueden amenazar a arrecifes enteros. Una cantidad excesiva de nutrientes tiradas al océano, como las aguas cloacales y los fertilizantes agrícolas, promueven el crecimiento de formas de algas que asfixian a los corales. Estas algas también proliferan cuando se produce una pesca excesiva del pez donde normalmente ramonea. Otros organismos peligrosos para los corales también se multiplican cuando las especies que los cazan son sometidas a pesca excesiva.

Una *relación simbiótica* es aquella establecida entre dos organismos que es mutuamente beneficiosa para ambos participantes.
Para más información sobre el calentamiento mundial, *véase* el Capítulo 21 «Cambio climático mundial».

el criterio principal para subdividir las rocas detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la base fundamental para distinguir entre rocas diferentes en el grupo químico es su composición mineral.

Como ocurre con muchas clasificaciones (quizá la mayoría) de los fenómenos naturales, las categorías presentadas en la Figura 7.20 son más rígidas de lo que ocurre realmente en la naturaleza. En realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimentos detríticos. Muchas calizas, por ejemplo, contienen cantidades variables de limo o arena, lo que les proporciona una calidad «arenosa» o «arcillosa». A la inversa, debido a que prácticamente todas las rocas detríticas están cementadas con material que estuvo originalmente disuelto en agua, estas también están muy lejos de ser «puras».

Como ocurrió al examinar las rocas ígneas en el Capítulo 4, la *textura* es una parte de la clasificación de las rocas sedimentarias. Se utilizan dos texturas principales para clasificar las rocas sedimentarias: clástica y no clástica. El término **clástica** procede de una palabra

Rocas sedimentarias detíticas

Textura clásica (tamaño del clasto)		Nombre del sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2mm)		Grava (clastos redondeados)	**Conglomerado**
		Grava (clastos angulosos)	**Brecha**
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina **arcosa**)	**Arenisca**
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	**Limolita**
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	**Lutita**

Rocas sedimentarias químicas y orgánicas

Composición	Textura	Nombre de la roca	
Calcita, $CaCO_3$	No clástica: cristalino de fino a grueso	**Caliza cristalina**	
		Travertino	
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	**Coquina**	**Caliza bioquímica**
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados	**Caliza fosilífera**	
	Clástica: caparazones y arcilla microscópicos	**Creta**	
Cuarzo, SiO_2	No clástica: cristalino muy fino	**Rocas silíceas (sílex) (color claro)/Pedernal (color oscuro)**	
Yeso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	No clástica: cristalino de fino a grueso	**Roca yeso**	
Halita, NaCl	No clástica: cristalino de fino a grueso	**Sal gema**	
Fragmentos vegetales alterados	No clástica: materia orgánica de grano fino	**Hulla**	

FIGURA 7.20. Identificación de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se dividen en tres grupos: detríticas, químicas y orgánicas. El principal criterio para denominar las rocas sedimentarias detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la distinción entre las rocas sedimentarias químicas se basa, principalmente, en su composición mineral.

griega que significa «roto». Las rocas que exhiben una textura clástica están formadas por fragmentos discretos y clastos que están cementados y compactados juntos. Aunque hay cemento en los espacios comprendidos entre los clastos, esas aperturas rara vez están completamente llenas. Todas las rocas detríticas tienen una textura clástica. Además, algunas rocas sedimentarias químicas exhiben esta textura. Por ejemplo, la coquina, la caliza compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón, es obviamente tan clástica como un conglomerado o una arenisca. Lo mismo se aplica a algunas variedades de caliza oolítica.

Algunas rocas sedimentarias químicas tienen una textura **no clástica** o **cristalina** en la cual los minerales forman un mosaico de cristales intercrecidos. Los cristales pueden ser microscópicamente pequeños o lo suficientemente grandes como para verse a simple vista sin aumento. Ejemplos comunes de rocas con texturas no clásticas son las depositadas cuando se evapora el agua de mar (Figura 7.21). Los materiales que constituyen muchas otras rocas no clásticas pueden haberse originado en realidad como depósitos detríticos. En esos casos, las partículas probablemente consistían en fragmentos de caparazón u otras partes duras ricas en carbonato cálcico o sílice. La naturaleza clástica de los granos desapareció después o se difuminó debido a que las partículas recristalizaron cuando se consolidaron en caliza o sílex.

Las rocas no clásticas están compuestas por cristales intercrecidos, y algunas se parecen a las rocas ígneas, que son también cristalinas. Los dos tipos de roca suelen ser fáciles de distinguir porque los minerales contenidos en las rocas sedimentarias no clásticas son bastante diferentes de los encontrados en la mayoría de las rocas ígneas. Por ejemplo, la sal gema, el yeso y algunas formas de caliza están constituidas de cristales intercrecidos, pero los minerales encontrados dentro de esas rocas (halita, yeso y calcita) rara vez están asociados con las rocas ígneas.

FIGURA 7.21. Como otras evaporitas, esta muestra de sal gema se dice que tiene una textura no clástica porque está compuesta de un intercrecimiento de cristales (Fotos de E. J. Tarbuck).

AMBIENTES SEDIMENTARIOS

SEDIMENTAR ROCKS
▸ Sedimentary Environments

Las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. Mediante la comprensión de las condiciones bajo las cuales se forman las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una roca, obteniendo información sobre el origen de los clastos que las componen, el modo de transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar; es decir, el ambiente deposicional (Figura 7.19).

Un **ambiente deposicional** o **ambiente sedimentario** es simplemente un ámbito geográfico donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales. Algunos sedimentos, como los sedimentos químicos que precipitan en medios acuáticos, son únicamente el producto de su ambiente sedimentario. Es decir, los minerales que los componen se originaron y se depositaron en el mismo lugar. Otros sedimentos se forman lejos del lugar donde se acumulan. Estos materiales son transportados a grandes distancias de su origen por una combinación de gravedad, agua, viento y hielo.

En cualquier momento, la situación geográfica y las condiciones ambientales de un ambiente sedimentario determinan la naturaleza de los sedimentos que se acumulan. Por consiguiente, los geólogos estudian con detenimiento los sedimentos en los ambientes deposicionales actuales porque los rasgos que encuentran también pueden observarse en rocas sedimentarias antiguas.

Aplicando el conocimiento minucioso de las condiciones presentes en la actualidad, los geólogos intentan reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó. Esos análisis llevan a menudo a la creación de mapas, en los que se refleja la distribución geográfica de la tierra y el mar, las montañas y los valles fluviales, los desiertos y los glaciares, y otros ambientes deposicionales. La descripción precedente es un ejemplo excelente de la aplicación de un principio fundamental de la geología moderna, a saber: «el presente es la clave del pasado»[2].

Tipos de ambientes sedimentarios

Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las tres categorías: continental, marina o de transición (línea de costa). Cada categoría incluye muchos subambientes específicos. La Figura 7.22 es un diagrama idealizado que ilustra algunos ambientes sedimentarios importantes asociados con cada categoría. Nótese que es tan solo una muestra de la gran diversidad de ambientes deposicionales. El resto de esta sección proporciona una breve descripción de cada categoría. Más adelante, en los Capítulos 16 a 20 se examinarán muchos de estos ambientes en detalle. Cada uno consiste en un área donde el sedimento se acumula y donde los organismos viven y mueren. Cada uno produce una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones predominantes.

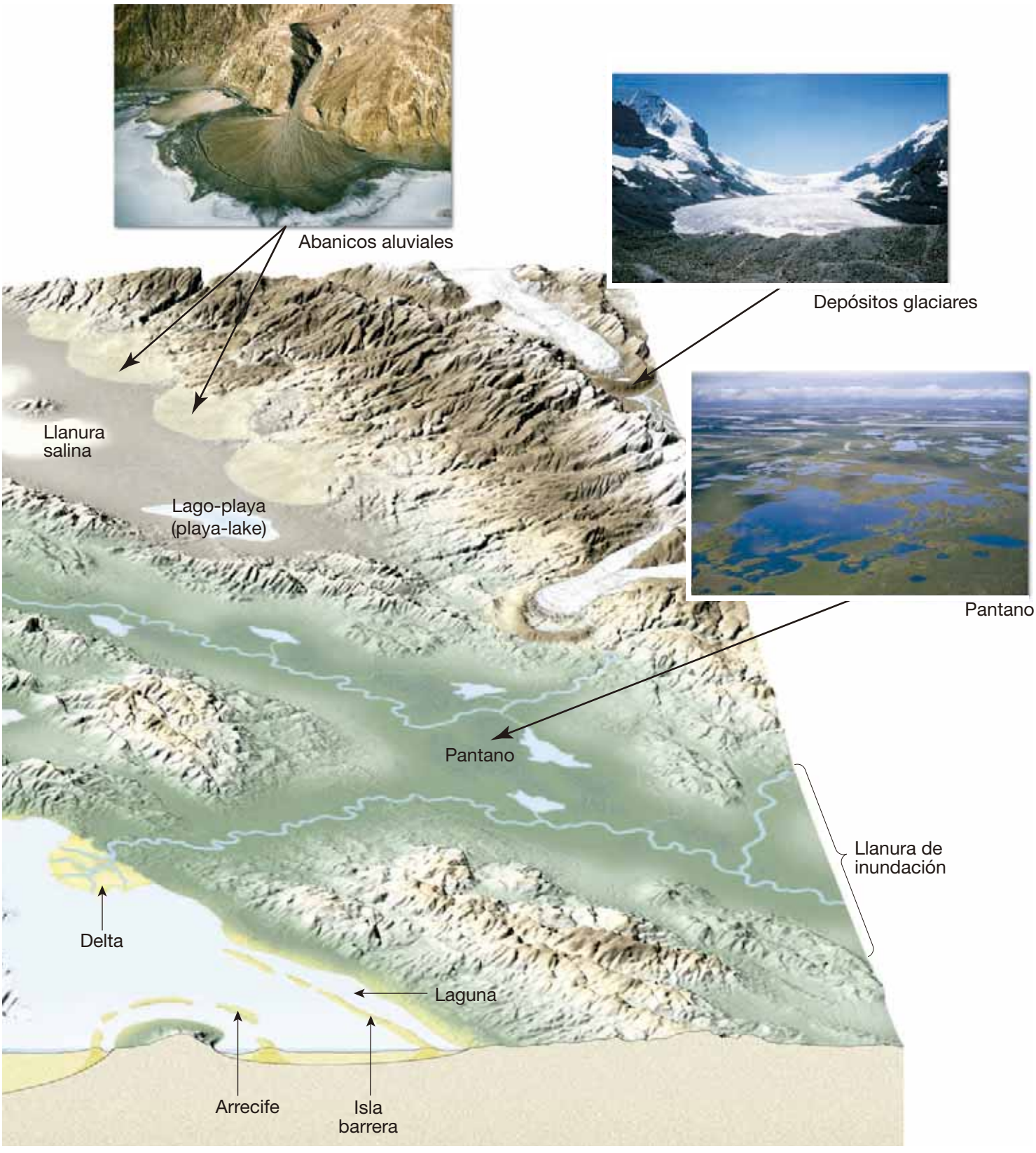
Ambientes continentales

Los ambientes continentales están dominados por la erosión y los depósitos asociados a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen al agua corriente como proceso dominante. En las regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima.

Las corrientes son el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más tierra y transportando y depositando más sedimentos que cualquier otro proceso. Además de los depósitos fluviales, se depositan grandes cantidades de sedimentos cuando las crecidas

[2] *Véase* el apartado «El nacimiento de la geología moderna» en el Capítulo 1 para ampliar esta idea.

FIGURA 7.22. Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que cada sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. En estos diagramas idealizados se muestra una serie de ambientes sedimentarios importantes: continental, de transición y marino (Foto del lago de Jon Arnold Images/www.DanitaDelimont; foto del abanico fluvial de Marli Miller; foto del pantano de Raymond Gehman/National Geographic; todas las demás de E. J. Tarbuck).


Abanicos aluviales
Depósitos glaciares
Llanura salina
Lago-playa (playa-lake)
Pantano
Pantano
Llanura de inundación
Delta
Laguna
Arrecife
Isla barrera

periódicas inundan valles amplios y llanos (denominados *llanuras de inundación*). Donde emergen corrientes rápidas de un área montañosa hacia una superficie más llana, se forma una acumulación sedimentaria en forma de cono inconfundible conocida como *abanico aluvial.*

En localizaciones frías de alta latitud o elevada altitud, los glaciares recogen y transportan grandes volúmenes de sedimentos. Los materiales depositados directamente del hielo suelen ser mezclas desordenadas de partículas con tamaños que oscilan entre las arcillas y los bloques. El agua procedente de la fusión de los glaciares transporta y redeposita algunos de los sedimentos glaciares, creando acumulaciones estratificadas, ordenadas.

La obra del viento y los depósitos resultantes se llaman *eólicos,* por Eolo, el dios griego del viento. A diferencia de los depósitos glaciares, los sedimentos eólicos están bien clasificados. El viento puede levantar el polvo fino hacia la atmósfera y transportarlo a grandes distancias. Donde los vientos son fuertes y la superficie no está fijada por la vegetación, la arena es transportada más cerca del suelo, donde se acumula en *dunas.* Los desiertos y las costas son lugares habituales de este tipo de depósito.

Además de ser áreas donde a veces se desarrollan las dunas, las cuencas desérticas son lugares donde a veces se forman *lagos playa* poco profundos tras fuertes lluvias o periodos de fusión de la nieve en las montañas adyacentes. Se secan con rapidez, y algunas veces dejan atrás evaporitas y otros depósitos característicos. En la Figura 19.9 de la página 618 se ilustra un ambiente de este tipo. En las regiones húmedas, los lagos son estructuras más duraderas y sus aguas tranquilas son excelentes trampas para los sedimentos. Los pequeños deltas, las playas y las barras se forman a lo largo de la orilla del lago, y los sedimentos más finos acaban reposando en el fondo del lago.

Ambientes marinos

Los ambientes deposicionales marinos se dividen en función de su profundidad. El ambiente *marino somero* alcanza profundidades de unos 200 m y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente *marino profundo* se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 m más allá de la plataforma continental.

El ambiente marino somero rodea todos los continentes del mundo. Su anchura varía mucho, desde ser prácticamente inexistente en algunos lugares hasta extenderse a 1.500 km en otros puntos. En general, esta zona tiene una anchura aproximada de 80 km. El tipo de sedimentos depositados aquí depende de varios factores, como la distancia de la orilla, la elevación de la zona de tierra adyacente, la profundidad del agua, la temperatura del agua y el clima.

Debido a la erosión continua del continente adyacente, el ambiente marino somero recibe grandes cantidades de sedimentos derivados de la tierra emergida. Cuando el influjo de este sedimento es pequeño y los mares son relativamente cálidos, los barros ricos en carbonato pueden ser el sedimento predominante. La mayor parte de este material está formado por los derrubios esqueléticos de los organismos secretores de carbonato mezclados con precipitados inorgánicos. Los arrecifes de coral también se asocian con ambientes marinos cálidos y poco profundos. En las regiones cálidas donde el mar ocupa una cuenca con circulación restringida, la evaporación provoca la precipitación de los materiales solubles y la formación de depósitos de evaporitas marinas.

Los ambientes marinos profundos son todos los fondos oceánicos profundos. Alejadas de las masas continentales, las partículas minúsculas procedentes de muchas fuentes permanecen a la deriva durante mucho tiempo. De manera gradual, estos pequeños granos «caen» sobre el fondo oceánico, donde se acumulan muy lentamente. Son excepciones importantes los potentes depósitos de sedimentos relativamente gruesos que aparecen en la base del talud continental. Estos materiales descienden de la plataforma continental como corrientes de turbidez —masas densas compuestas de sedimentos y agua e impulsadas por la gravedad (*véase* Figura 7.26, pag. 257).

Ambientes de transición

La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava denominados *playas.* Las *llanuras mareales* cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire según suben y bajan las mareas. A lo largo, y cerca, de la costa, el trabajo de las olas y las corrientes distribuye la arena, creando *flechas litorales, cordones litorales* e *islas de barrera.* Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas.* Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de depósito en la zona de transición.

Los *deltas* se cuentan entre los depósitos más importantes asociados a los ambientes de transición. Las acumulaciones complejas de sedimentos se forman hacia el mar cuando los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y depositan su carga de derrubios detríticos.

Facies sedimentarias

Cuando se estudia una serie de capas sedimentarias, se pueden ver los cambios sucesivos de las condiciones ambientales que ocurrieron en un lugar concreto con el

paso del tiempo. También pueden verse los cambios de los ambientes pasados si se sigue la pista de una unidad individual de roca sedimentaria en lateral. Esto es así porque, en cualquier momento, pueden existir muchos ambientes sedimentarios diferentes a lo largo de un área amplia. Por ejemplo, cuando la arena se acumula en un ambiente de playa, los limos más finos suelen depositarse en aguas costeras más tranquilas. Aún más lejos, quizá en una zona donde la actividad biológica es grande y los sedimentos derivados del continente, escasos, los depósitos consisten fundamentalmente en restos calcáreos de pequeños organismos. En este ejemplo, se acumulan al mismo tiempo diferentes sedimentos adyacentes unos a otros. Cada unidad posee un conjunto distintivo de características que reflejan las condiciones de un ambiente particular. Para describir ese conjunto de sedimentos, se utiliza el término **facies**. Cuando se examina una unidad sedimentaria en sección transversal desde un extremo a otro, cada facies pasa gradualmente en sentido lateral a otra que se formó al mismo tiempo, pero que exhibe características diferentes (Figura 7.23). Normalmente, la fusión de las facies adyacentes tiende a ser una transición gradual, antes que un límite claro, pero a veces ocurren cambios bruscos.

Estructuras sedimentarias

Además de las variaciones en el tamaño del grano, la composición mineral y la textura, los sedimentos exhiben una variedad de estructuras. Algunos, como la estratificación gradada, se crean cuando los sedimentos se están acumulando y son un reflejo del medio de transporte. Otros, como las *grietas de desecación*, se forman después de que los materiales se hayan depositado y son consecuencia de procesos que ocurren en el ambiente. Cuando están presentes, las estructuras sedimentarias proporcionan información añadida que puede ser útil para la interpretación de la historia de la Tierra.

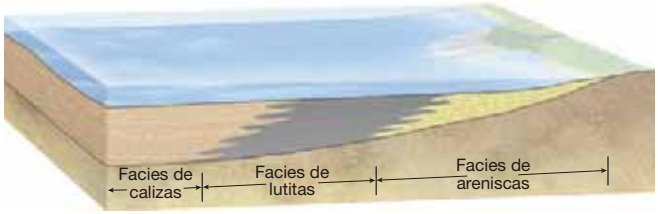


FIGURA 7.23. Cuando se sigue la pista en lateral a una capa sedimentaria, podemos encontrar que está compuesta por varios tipos diferentes de roca. Esto puede ocurrir porque pueden existir muchos ambientes sedimentarios al mismo tiempo a lo largo de una amplia área. El término *facies* se utiliza para describir dicho conjunto de rocas sedimentarias. Cada facies se transforma gradualmente en sentido lateral en otra que se formó al mismo tiempo, pero en un ambiente diferente.

Las rocas sedimentarias se forman conforme se acumula capa sobre capa de sedimento en varios ambientes deposicionales. Esas capas, denominadas **estratos**, son probablemente el *rasgo más común y característico de las rocas sedimentarias*. Cada estrato es único. Puede tratarse de una arenisca gruesa, de una caliza rica en fósiles o de una lutita negra, y así sucesivamente. Al observar la Figura 7.24 o, en este mismo capítulo, las Figuras 7.1 (pág. 232), y 7.4 (pág. 236), pueden verse muchas capas de este tipo, cada una distinta de las demás. Las variaciones en la textura, la composición y la potencia reflejan las diferentes condiciones bajo las cuales se depositó cada capa.

La potencia de los estratos oscila entre un valor microscópico y decenas de metros. Separando los estratos se encuentran los **planos de estratificación**, superficies relativamente planas a lo largo de las cuales las rocas tienden a separarse o romperse. Cambios en el tamaño del grano o en la composición del sedimento que se está depositando pueden crear planos de

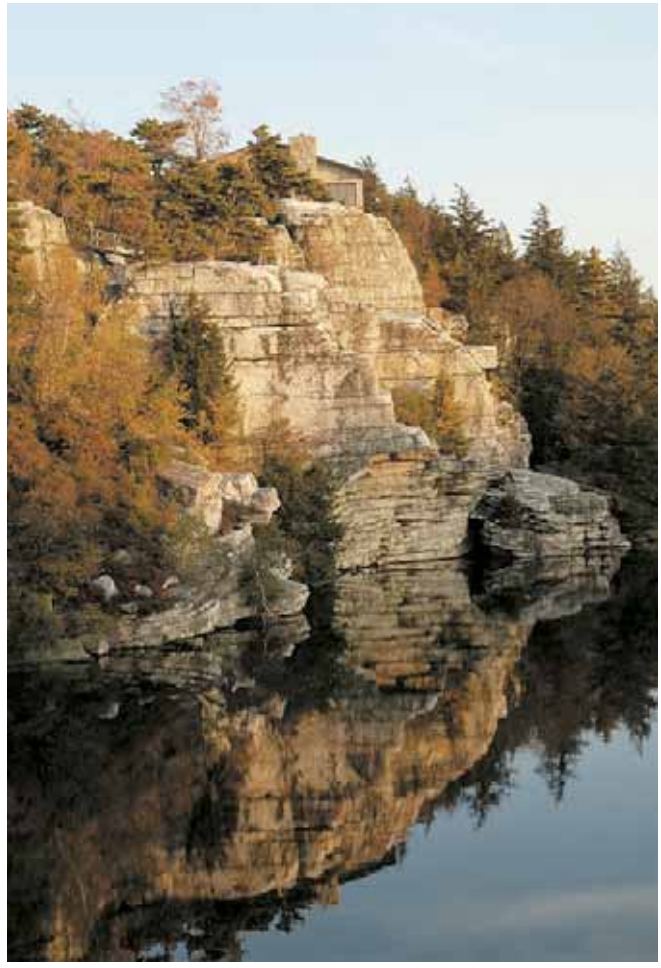


FIGURA 7.24. El afloramiento de estratos sedimentarios ilustra la estratificación característica de este grupo de rocas. Parque Estatal Minnewaska, Nueva York (Foto de Garret Drapala/Alamy).

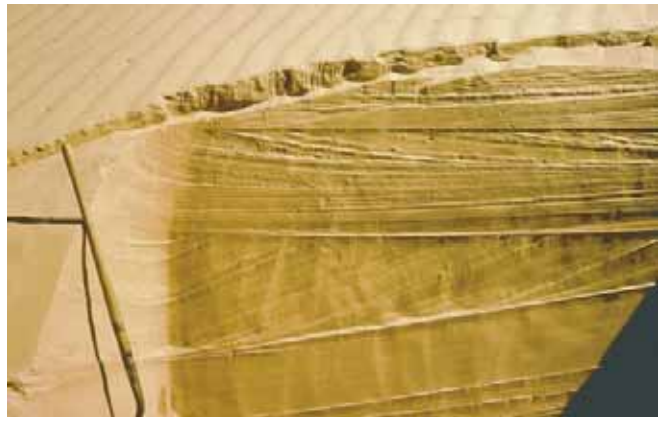
estratificación. Pausas en la sedimentación pueden conducir también a la estratificación porque los cambios son tan ligeros que el material recién depositado será exactamente el mismo que el sedimento previamente depositado. En general, cada plano de estratificación marca el final de un episodio de sedimentación y el comienzo de otro.

Dado que los sedimentos suelen acumularse como clastos que se depositan a partir de un fluido, la mayoría de los estratos se deposita originalmente en forma de capas horizontales. Hay circunstancias, sin embargo, en las cuales los sedimentos no se acumulan en estratos horizontales. A veces, cuando se examina un estrato de roca sedimentaria, se ven capas dentro de él que están inclinadas con respecto a la horizontal. Cuando esto ocurre, se habla de **estratificación cruzada** y es característico de las dunas de arena, los deltas de los ríos y ciertos depósitos de canal en los ríos (Figura 7.25).

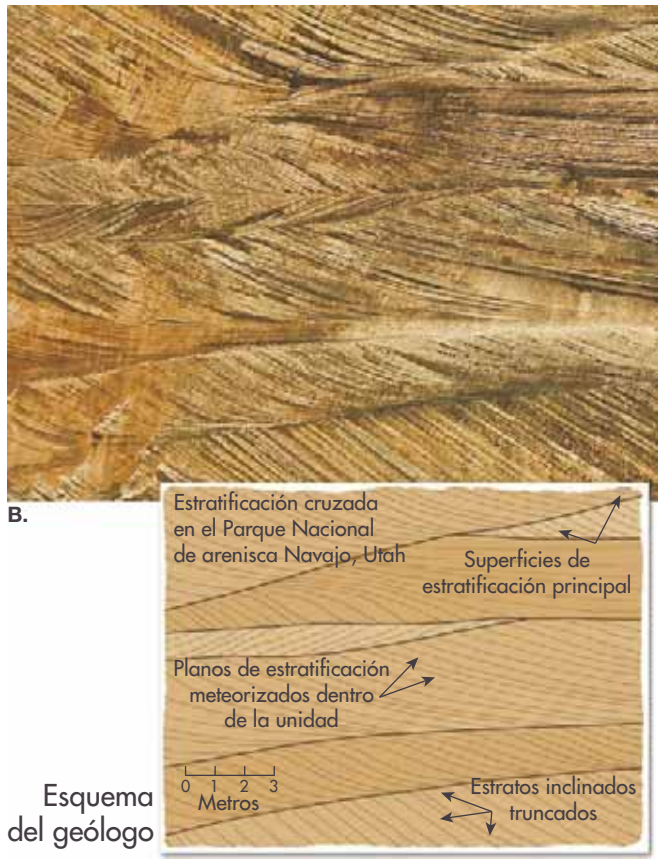
Los **estratos gradados** representan otro tipo especial de estratificación. En este caso, las partículas situadas en el interior de una sola capa sedimentaria cambian gradualmente de gruesas, en el fondo, a finas, en la parte superior. Los estratos gradados son, en su mayoría, característicos del depósito rápido a partir de agua que contiene sedimentos de tamaños variables. Cuando una corriente experimenta una pérdida de energía, los clastos mayores sedimentan primero, seguidos por los granos sucesivamente más finos. La sedimentación de un estrato gradado se asocia casi siempre con una corriente de turbidez, una masa de agua cargada de sedimento, que es más densa que el agua limpia y que se desplaza pendiente abajo a lo largo del fondo de un lago o un océano (Figura 7.26).

Cuando los geólogos examinan las rocas sedimentarias, pueden deducir mucho. Un conglomerado, por ejemplo, puede indicar un ambiente de gran energía, como una zona de rompientes o una gran corriente, donde solo los materiales gruesos se depositan y las partículas más finas se mantienen en suspensión (Figura 7.27). Si la roca es la arcosa, quizá signifique un clima seco, donde es posible poca alteración química del feldespato. La lutita carbonácea indica un ambiente rico en componentes orgánicos y de baja energía, como un pantano o una laguna.

Otros rasgos encontrados en algunas rocas sedimentarias proporcionan también pistas sobre los ambientes en el pasado. Las rizaduras (*ripple-markcs)* son uno de ellos. Las **rizaduras** son pequeñas ondas de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por la acción del agua o el aire en movimiento (Figura 7.28). Las crestas forman ángulos rectos con respecto a la dirección del movimiento. Si las rizaduras se formaron por el movimiento del aire o el agua en una dirección esencialmente, su forma será



A.



B.

FIGURA 7.25. **A.** La sección vertical de esta duna de arena muestra la estratificación cruzada (Foto de John S. Shelton). **B.** La estratificación cruzada de esta arenisca indica que había sido una duna de arena (Foto de Dennis Tasa).

asimétrica. Estas *rizaduras de corriente* tendrán lados más empinados en la dirección de descenso de la corriente y pendientes más graduales en el lado de corriente ascendente. Las rizaduras producidas por una corriente que fluye a través de un canal arenoso o por el viento que sopla sobre una duna de arena son dos ejemplos comunes de rizaduras de corriente. Cuando se presentan en la roca, pueden utilizarse para

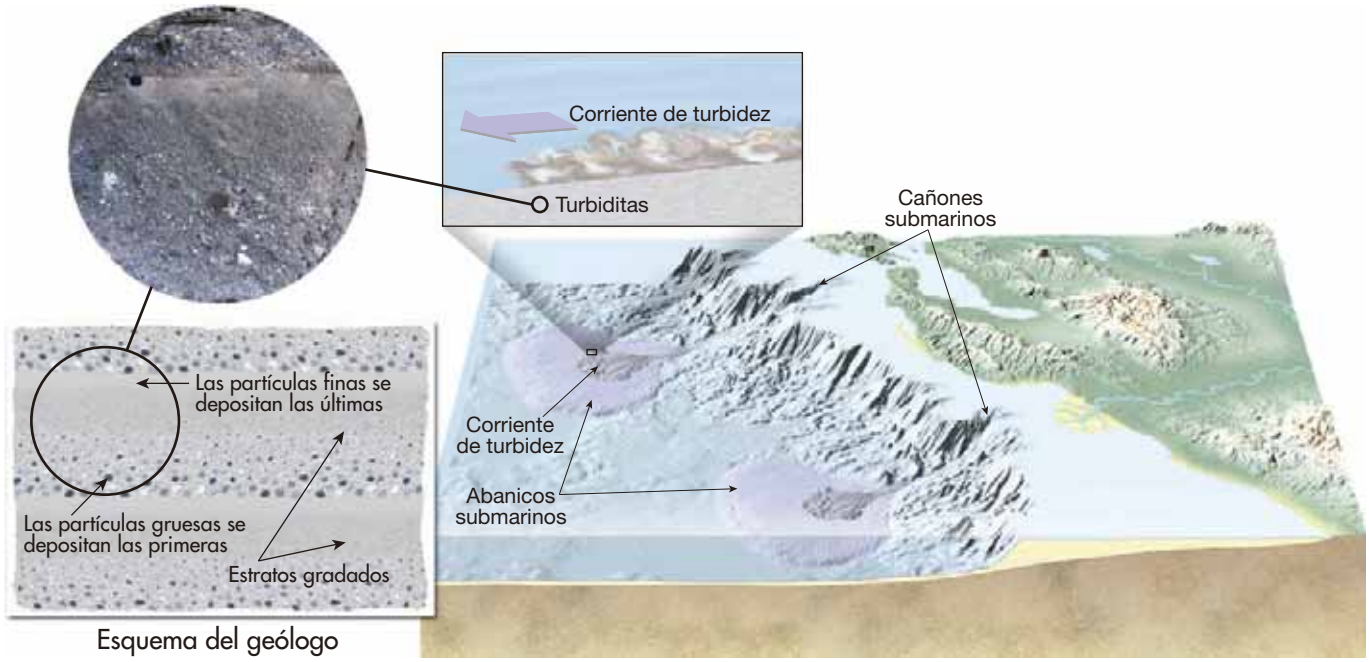


FIGURA 7.26. Las corrientes de turbidez son movimientos descendentes de agua densa, cargada de sedimentos. Se crean cuando la arena y el barro de la plataforma y el talud continentales se desprenden y se quedan en suspensión. Dado que esta agua que contiene barro es más densa que el agua marina normal, fluye en dirección descendente, erosionando y acumulando más sedimentos. Las capas depositadas por estas corrientes se denominan *turbiditas.* Cada evento produce una sola capa caracterizada por una disminución del tamaño de los sedimentos de arriba a abajo, estructura conocida con el nombre de *estrato gradado* (Foto de Marli Miller).

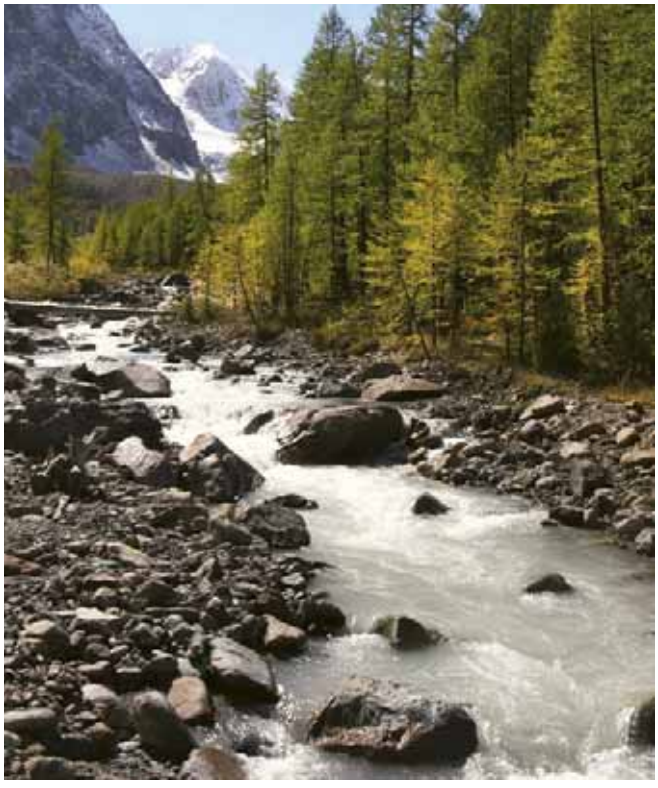


FIGURA 7.27. En un canal de corriente turbulenta, solo se depositan los clastos grandes. Los sedimentos más finos permanecen suspendidos y continúan su viaje pendiente abajo (Foto de Viktorovich/Shutterstock).

determinar la dirección del movimiento de antiguas corrientes de agua o de viento. Otras rizaduras tienen forma simétrica y se denominan *rizaduras de oscilación.* Son consecuencia del movimiento hacia delante y hacia atrás de las olas superficiales en un ambiente somero próximo a la costa.

Las **grietas de desecación** (Figura 7.29) indican que el sedimento en el cual se formaron fue alternativamente húmedo y seco. Cuando queda expuesto al aire, el barro húmedo se seca y se encoge, produciendo grietas. Las grietas de desecación se asocian con ambientes como los lagos someros y las cuencas desérticas.

Los **fósiles**, restos de vida antigua, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias (Figura 7.30). Son herramientas importantes para interpretar el pasado geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares[3].

[3] La sección titulada «Fósiles: evidencias de vida en el pasado», del Capítulo 9, contiene una discusión más detallada del papel de los fósiles en la interpretación de la historia de la Tierra.

A.

B.

FIGURA 7.28. **A.** Rizaduras conservadas en una roca sedimentaria (Foto de Stephen Trimble). **B.** Rizaduras de corriente en el lecho de un río (Foto de Suzzane Long/Alamy).

FIGURA 7.29. Las grietas de desecación se forman cuando el barro o la arcilla húmedos se secan y se contraen (Foto de Gary Yeowell/Stone).

A.

B.

FIGURA 7.30. Solo una pequeña parte de los organismos que vivieron en el pasado geológico se han conservado como fósiles. El registro fósil se decanta hacia organismos con partes duras que vivieron en ambientes en los que el enterramiento rápido era posible. **A.** Los trilobites eran animales marinos que fueron muy abundantes durante el Paleozoico (Foto de Kevin Schafer/www.DanitaDelimo). **B.** Estas huellas de dinosaurio cerca de Cameron, Arizona, se hicieron en barro que finalmente se convirtió en una roca sedimentaria. Huellas como estas se consideran Fósiles Guía (*véase* Capítulo 9). Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica (Foto de Tom Bean/Corbis).

CAPÍTULO 7 Rocas sedimentarias

RESUMEN

- Las rocas sedimentarias representan alrededor del cinco al diez por ciento de los 16 km externos de la Tierra. Dado que están concentradas en la superficie terrestre, la importancia de este grupo es mucho mayor de lo que implica su porcentaje. Las rocas sedimentarias contienen mucha de la información básica necesaria para la reconstrucción de la historia de la Tierra. Además, este grupo está asociado con muchos recursos minerales y energéticos importantes.
- Las *rocas sedimentarias* están formadas por *sedimentos* que, en la mayoría de los casos, se han *litificado* para constituir rocas sólidas mediante los procesos de *compactación* y *cementación.* El sedimento tiene dos orígenes principales: (1) como *material detrítico,* que se origina y es transportado en forma de clastos a partir de la meteorización mecánica y química, que, cuando se litifican, forman las rocas sedimentarias detríticas, y (2) a partir de material soluble producido fundamentalmente por meteorización química, que, cuando precipita, forma las *rocas sedimentarias químicas.* El carbón es el principal ejemplo de un tercer grupo denominado *rocas sedimentarias orgánicas*, que consisten en carbón orgánico procedente de los restos de materia vegetal parcialmente alterada.
- El *tamaño de clasto* es la base fundamental para distinguir entre sí las diversas rocas sedimentarias detríticas. El tamaño de los clastos de una roca detrítica indica la energía del medio que las transportó. Por ejemplo, la grava es movida por ríos de caudales rápidos, mientras que se necesita menos energía para transportar la arena. Entre las rocas sedimentarias detríticas se incluye la *lutita* (partículas del tamaño del limo y la arcilla), la *arenisca* y el *conglomerado* (cantos redondeados del tamaño de la grava) o la *brecha* (cantos angulosos del tamaño de la grava).
- La precipitación de los sedimentos químicos se produce de dos maneras: (1) por *procesos inorgánicos* como la evaporación y la actividad química, o (2) por *procesos orgánicos* de organismos acuáticos que producen sedimentos de *origen bioquímico.* La *caliza,* la roca sedimentaria química más abundante, se compone del mineral calcita ($CaCO_3$) y se forma, o bien, por medios inorgánicos o como consecuencia de procesos bioquímicos. Entre las calizas inorgánicas se cuentan el *travertino,* que normalmente se observa en las cuevas, y la *caliza oolítica,* que consiste en pequeños granos esféricos de carbonato cálcico. Otras rocas sedimentarias químicas comunes son la *dolomía* (compuesta por el carbonato cálcico-magnésico dolomita), *las rocas silíceas (sílex)* (compuestas por cuarzo microcristalino), las *evaporitas* (como la sal gema y el yeso) y el *carbón* (lignito y hulla).
- Por *diagénesis* se entiende todos los cambios físicos, químicos y biológicos que tienen lugar después del depósito de los sedimentos, así como durante y después del momento en el que se convierten en roca sedimentaria. El enterramiento fomenta la diagénesis. La diagénesis incluye la litificación.
- Por *litificación* se entienden los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en roca sedimentaria compacta. La mayoría de las rocas sedimentarias se litifican por medio de *compactación* o *cementación,* o ambas. Se produce compactación cuando el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos más profundos. La cementación, el proceso más importante por el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias, se produce cuando los materiales cementantes solubles, como *la calcita, la sílice* y *el óxido de hierro,* precipitan entre los granos del sedimento, rellenando los espacios vacíos y aglutinando las partículas. Aunque la mayoría de las rocas sedimentarias se litifican mediante compactación o cementación, ciertas rocas químicas, como las evaporitas, se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos.
- Las rocas sedimentarias se dividen en tres grupos: *detríticas, químicas y orgánicas.* Todas las rocas detríticas tienen una *textura clástica,* que consiste en fragmentos discretos y clastos que se cementan y compactan. El principal criterio de subdivisión de las rocas detríticas es el tamaño del clasto. Las rocas detríticas comunes son el *conglomerado,* la *arenisca* y la *lutita.* La base fundamental para distinguir entre las diferentes rocas del grupo químico es su composición mineral. Algunas rocas químicas, como las depositadas cuando se evapora el agua del mar, tienen una *textura no clástica (cristalina),* en la cual los minerales forman un mosaico de cristales entrelazados. Sin embargo, en realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también, al menos, pequeñas cantidades de sedimento detrítico. Entre las rocas químicas comunes se cuentan la *caliza,* las rocas silíceas y el *yeso*.
- Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Se agrupan en continentales, marinos y de transición (líneas de

costa). Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que el sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra.

- Las rocas sedimentarias son particularmente importantes para interpretar la historia de la Tierra porque, conforme se acumula una capa sobre otra de sedimento, cada una de ellas registra la naturaleza del ambiente en el cual se depositó el sedimento. Estas capas, denominadas *estratos,* son probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias. Otras características de algunas rocas sedimentarias, como las *rizaduras,* las *grietas de desecación,* la *estratificación cruzada* y los *fósiles,* dan también pistas sobre los ambientes del pasado.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ambiente deposicional, 251
ambiente sedimentario, 251
bioquímico, 240
cementación, 248
compactación, 248
diagénesis, 246
estratificación cruzada, 256
estrato, 255
estrato gradado, 256
evaporita, 244
facies, 255
fisilidad, 236
fósil, 257
grieta de desecación, 257
litificación, 248
llanura salina, 245
plano de estratificación, 255
rizadura, 256
roca sedimentaria detrítica, 234
roca sedimentaria orgánica, 234
roca sedimentaria química, 234
selección, 236
textura clástica, 249
textura cristalina, 250
textura no clástica, 250

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Cómo se compara el volumen de las rocas sedimentarias en la corteza terrestre con el volumen de las rocas ígneas? ¿Están uniformemente distribuidas las rocas sedimentarias por toda la corteza?
2. Enumere y distinga brevemente entre las tres categorías básicas de rocas sedimentarias.
3. ¿Qué minerales son más comunes en las rocas sedimentarias detríticas? ¿Por qué son tan abundantes estos minerales?
4. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas?
5. ¿Por qué la lutita suele desmenuzarse con facilidad?
6. ¿Cómo están relacionados el grado de selección y la redondez con el transporte de los granos de arena?
7. Distinga entre conglomerados y brechas.
8. Distinga entre las dos categorías de rocas sedimentarias químicas.
9. ¿Qué son los depósitos de evaporitas? Nombre una roca que sea una evaporita.
10. Cuando un volumen de agua de mar se evapora, los minerales precipitan en un cierto orden. ¿Qué determina ese orden?
11. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca sedimentaria concreta. Para cada afirmación, indique la roca sedimentaria que se está describiendo.
    a) Una evaporita utilizada para hacer argamasa.
    b) Una roca detrítica de grano fino que exhibe *fisilidad.*
    c) El principal ejemplo de una roca sedimentaria orgánica.
    d) La roca sedimentaria química más abundante.
    e) Una roca dura de color oscuro constituida por cuarzo microcristalino.
    f) Una variedad de caliza compuesta por pequeños granos esféricos.
12. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias químicas?
13. ¿Qué es la diagénesis? Ponga un ejemplo.
14. La compactación es un proceso de litificación muy importante, ¿con qué tamaño de sedimento?
15. Enumere tres cementos comunes para las rocas sedimentarias. ¿Cómo puede identificarse cada uno?
16. Distinga entre textura clástica y no clástica. ¿Qué tipo de textura es común a todas las rocas sedimentarias detríticas?
17. Algunas rocas sedimentarias no clásticas se parecen mucho a las rocas ígneas. ¿Cómo pueden distinguirse fácilmente?
18. Enumere tres categorías de ambientes sedimentarios. Ponga uno o más ejemplos de cada categoría.
19. ¿Cuál es probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias?
20. Distinga entre estratificación cruzada y estratificación gradada.
21. ¿Cómo se diferencian las rizaduras de corriente de las rizaduras de oscilación?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

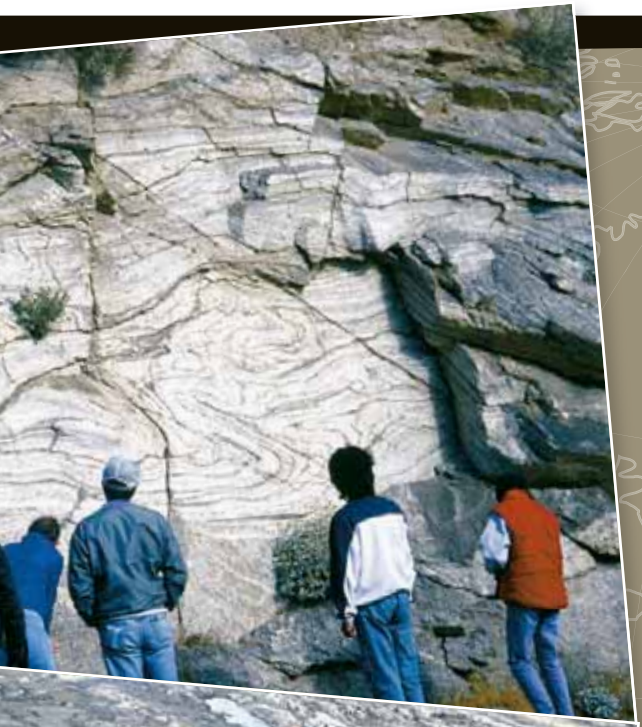
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 8

Metamorfismo y rocas metamórficas



Las rocas plegadas y metamorfoseadas mostradas en la Figura 8.1 fueron en una ocasión estratos sedimentarios planos. Fuerzas compresivas de una magnitud inimaginable y temperaturas de centenares de grados por encima de las condiciones de la superficie predominaron quizá durante millares o millones de años y provocaron la deformación que estas rocas exhiben. Bajo esas condiciones extremas, las rocas sólidas responden plegándose, fracturándose y a menudo fluyendo. En este capítulo se consideran las fuerzas tectónicas que forjan las rocas metamórficas y cómo esas rocas cambian de aspecto, composición mineral y a veces incluso de composición química general.

Áreas extensas de rocas metamórficas afloran en todos los continentes en las regiones relativamente planas conocidas como escudos (véase la fotografía de apertura del capítulo). Esas regiones metamórficas se encuentran en Canadá, Brasil, África, India, Australia y Groenlandia. Además, las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, entre ellos los Alpes y los Apalaches, donde constituyen una gran parte del núcleo cristalino de una montaña. Incluso las partes interiores estables de los continentes que están cubiertas por rocas sedimentarias están sustentadas por rocas basales metamórficas. En esos ambientes, las rocas metamórficas están muy deformadas y presentan intrusiones de grandes masas ígneas. De hecho, partes significativas de la corteza continental terrestre están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas asociadas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas dentro de la Tierra, fuera de nuestra observación directa. Pese a este obstáculo significativo, los geólogos han desarrollado técnicas que les han permitido aprender mucho sobre las condiciones bajo las cuales se forman las rocas metamórficas. A su vez, el estudio de las rocas metamórficas proporciona percepciones importantes sobre los procesos tectónicos que actúan dentro de la corteza terrestre y el manto superior.

METAMORFISMO

METAMORPHIC ROCKS
▸ Introduction

Recordemos, de lo tratado en el apartado sobre el ciclo de las rocas, que el metamorfismo es la transformación de un tipo de roca en otro. Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso de otras rocas metamórficas. Por tanto, todas las rocas metamórficas tienen un **protolito**: la roca a partir de la cual se formaron.

El **metamorfismo**, que significa «cambio de forma», es un proceso que provoca cambios en la mineralogía, la textura y, a veces, la composición química de las rocas. El metamorfismo tiene lugar cuando las rocas se someten a nuevas condiciones, normalmente temperaturas y presiones elevadas, que son significativamente diferentes a las existentes durante su formación inicial. Se trata de cambios de temperatura y presión (esfuerzo) y la introducción de fluidos químicamente activos. En respuesta a esas nuevas condiciones, las rocas cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente.

La intensidad del metamorfismo puede variar de manera sustancial de un ambiente a otro. Por ejemplo, en ambientes metamórficos de bajo grado, la roca sedimentaria común *lutita* se convierte en la roca metamórfica más compacta *pizarra*. Las muestras de mano de estas rocas son a veces difíciles de distinguir, lo cual ilustra que la transición de sedimentaria a metamórfica suele ser gradual y los cambios pueden ser sutiles.

FIGURA 8.1. Rocas metamórficas deformadas expuestas en un corte de carretera en el Eastern Highland de Connecticut (Foto de Phil Dombrowski).

En ambientes más extremos, el metamorfismo produce una transformación tan completa que no puede determinarse la identidad del protolito. En el metamorfismo de grado alto, desaparecen rasgos como los planos de estratificación, los fósiles y las vesículas que puedan haber existido en la roca original. Además, cuando las rocas en zonas profundas de la corteza (donde las temperaturas son elevadas) son sometidas a presiones dirigidas, puede deformarse la masa entera y producir estructuras a gran escala, sobre todo pliegues (Figura 8.2).

FIGURA 8.2. Gneises deformados y plegados, Anza Borrego Desert State Park, California (Foto de A.P. Trujillo/APT Photos).

En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las de fusión de las rocas. Sin embargo, *durante el metamorfismo la roca permanece esencialmente sólida*: cuando se produce la fusión completa, entramos en el reino de la actividad ígnea.

¿QUÉ IMPULSA EL METAMORFISMO?

METAMORPHIC ROCKS
▸ Agents of Metamorphism

Los agentes del metamorfismo son el *calor,* la *presión (esfuerzo)* y los *fluidos químicamente activos.* Durante el metamorfismo, las rocas suelen estar sometidas simultáneamente a los tres agentes metamórficos. Sin embargo, el grado de metamorfismo y la contribución de cada agente varían mucho de un ambiente a otro.

El calor como agente metamórfico

El factor más importante que estimula el metamorfismo es el *calor,* porque proporciona la energía necesaria para impulsar las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales existentes o la formación de minerales nuevos. Recordemos del apartado de las rocas ígneas que un aumento de la temperatura hace que los iones del interior de un mineral vibren con mayor rapidez. Incluso en un sólido cristalino, en el que los iones están unidos mediante enlaces fuertes, este alto nivel de actividad permite que los átomos individuales migren con mayor libertad dentro de la estructura cristalina.

Cambios provocados por el calor

Cuando se calientan los materiales terrestres, en especial los que se forman en ambientes de bajas temperaturas, se ven afectados de dos maneras. En primer lugar, el calentamiento promueve la recristalización de granos minerales individuales. Esto sucede en particular en las rocas sedimentarias y volcánicas que están compuestas de arcillas de grano fino y de limo de tamaño pequeño. Las temperaturas más elevadas promueven el crecimiento de los cristales, donde las partículas finas se unen para formar granos de mayor tamaño de la misma mineralogía.

En segundo lugar, cuando las rocas se calientan, acaban alcanzando una temperatura a la cual uno o más de los minerales se vuelven químicamente inestables. Cuando esto ocurre, los átomos constituyentes empiezan a distribuirse en estructuras cristalinas que son más estables en el nuevo ambiente de alta energía. Estas reacciones químicas crean nuevos minerales con configuraciones estables que tienen una composición global más o menos equivalente a la de los minerales originales. (En algunos ambientes, los iones quizá migren hacia el interior o el exterior de una roca, modificando así su composición química general.)

En resumen, imagine que fuera un recolector de rocas que está atravesando una región donde las rocas metamórficas han sido elevadas y han aflorado en superficie por los procesos erosivos. Si estuviera desplazándose de un lugar donde el metamorfismo fuera menos intenso a uno donde fuera más intenso, cabría esperar observar dos cambios que fueran atribuibles en gran medida a la temperatura. El tamaño promedio de los cristales de las rocas se incrementaría y su análisis de las rocas mostraría un cambio en la mineralogía.

Fuentes de calor

El calor interno de la Tierra procede sobre todo de la energía liberada continuamente por la desintegración radiactiva y la energía térmica que queda almacenada en el interior de nuestro planeta desde su formación. Recordemos que las temperaturas aumentan con la profundidad a un ritmo conocido el *gradiente geotérmico*. En la corteza superior, este incremento de la temperatura es de un promedio de 25 °C por kilómetro (Figura 8.3). Por tanto, las rocas que se formaron en la superficie terrestre, experimentarán un aumento gradual de la temperatura si son transportadas a mayores profundidades. Cuando se entierran a una profundidad de unos 8 km, donde las temperaturas son de unos 200 °C, los minerales arcillosos tienden a inestabilizarse y empiezan a recristalizar en minerales como la clorita y la moscovita, que son estables en este ambiente. La clorita es un mineral parecido a la mica formado por el metamorfismo de los silicatos oscuros (ricos en hierro y magnesio). Sin embargo, muchos silicatos, en especial los que se encuentran en las rocas ígneas cristalinas, como el cuarzo y el feldespato, permanecen estables a esas temperaturas. Por tanto, las transformaciones metamórficas de estos minerales ocurren, en general, a profundidades mucho mayores.

Los ambientes donde las rocas pueden ser transportadas a grandes profundidades y calentarse son los bordes de placa convergentes, donde están siendo subducidas capas de corteza oceánica cargadas de sedimentos. Las rocas también pueden ser enterradas en profundidad en grandes cuencas donde la subsidencia

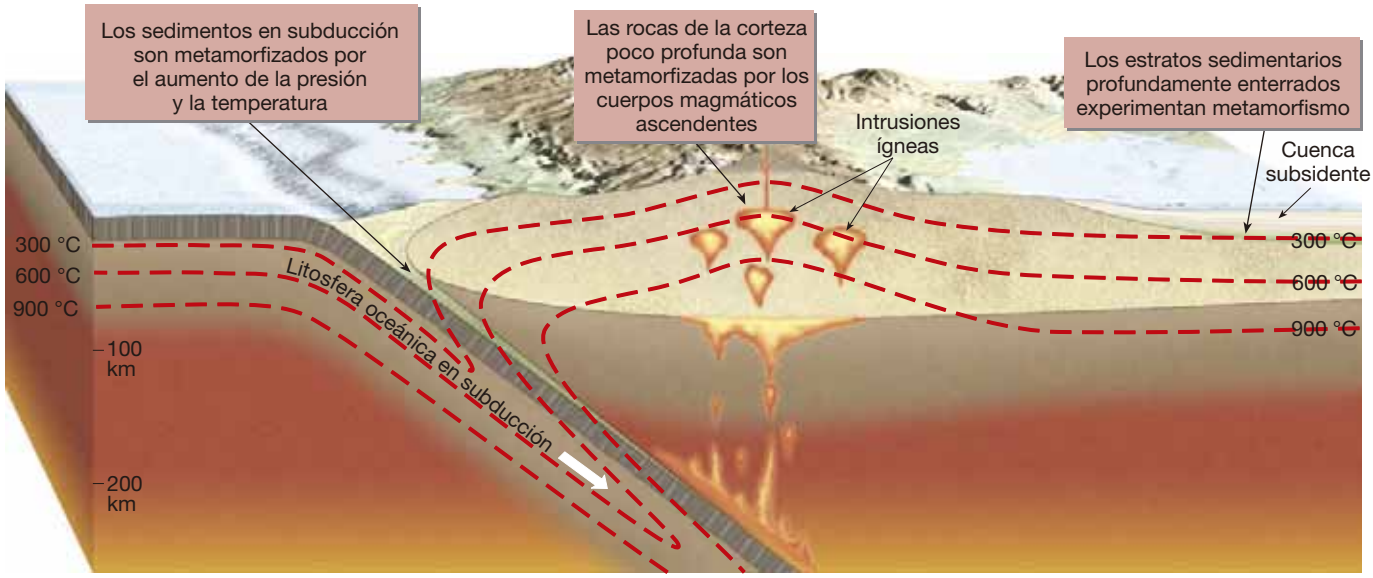


FIGURA 8.3. El gradiente geotérmico y su papel en el metamorfismo. Obsérvese cómo el gradiente geotérmico disminuye por la subducción de la litosfera oceánica comparativamente fría. Por el contrario, el calentamiento térmico es evidente cuando el magma intruye en la corteza superior.

gradual da origen a acumulaciones muy potentes de sedimentos (Figura 8.3). Se sabe que estas cuencas, como por ejemplo la del Golfo de México, desarrollan condiciones metamórficas de grado bajo cerca de la base de la cuenca. Además, las colisiones continentales, que causan el engrosamiento de la corteza mediante plegamientos y fracturas, hacen que algunas rocas sean levantadas mientras que otras son arrastradas hacia abajo donde las temperaturas elevadas pueden provocar metamorfismo.

El calor también puede ser transportado desde el manto hasta incluso las capas más someras de la corteza por las intrusiones ígneas (Figura 8.4). Las plumas ascendentes del manto, que afloran en las dorsales centro oceánicas, y el magma generado por la fusión parcial de la roca del manto en las zonas de subducción son tres ejemplos. En cualquier momento que se forma magma y asciende hacia la superficie, se produce metamorfismo. Cuando el magma intruye en rocas relativamente frías en zonas poco profundas, se «cuece» la roca caja. Este proceso, denominado *metamorfismo de contacto,* se considerará más adelante en este capítulo.

FIGURA 8.4. El interior de la Tierra es la fuente del calor que impulsa el metamorfismo. Lago de lava en Pu'O'o Crater, Hawái (Foto de Fans Lanting/CORBIS).

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué temperatura se alcanza en las profundidades de la corteza?

El aumento de la temperatura con la profundidad, basado en el gradiente geotérmico, puede expresarse de la siguiente manera: *a más profundidad, más calor.* Los mineros han observado esta relación en las minas profundas y en los pozos profundamente perforados. En la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Suráfrica, con 4 km de profundidad), la temperatura de la roca circundante es tan elevada que puede quemar la piel humana. De hecho, los mineros suelen trabajar en parejas: uno extrae la roca y el otro hace funcionar un gran ventilador que mantiene frío al otro.

La temperatura es incluso más elevada al fondo del pozo más profundo del mundo, que se completó en la península Kola de Rusia en 1992 y que se adentra hasta la distancia récord de 12,3 km. A esta profundidad la temperatura es de 245 C, mucho más elevada que el punto de ebullición del agua. Lo que impide que el agua hierva es la elevada presión de confinamiento de la profundidad.

Presión de confinamiento y esfuerzo diferencial

La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad conforme aumenta el espesor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sometidas a la **presión de confinamiento**, que es análoga a la presión hidrostática, en la cual las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones (Figura 8.5A). Cuanto más se profundiza en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo ocurre en el caso de las rocas enterradas. La presión de confinamiento hace que se cierren los espacios entre los granos minerales, dando lugar a una roca más compacta con una mayor densidad (Figura 8.5A). Además, a medida que aumenta la presión de confinamiento algunos minerales recristalizan en nuevos minerales que tienen la misma composición química, pero una forma cristalina más compacta. No obstante, la presión de confinamiento *no* pliega ni deforma las rocas, como las mostradas en la Figura 8.1.

Además de la presión de confinamiento, las rocas pueden estar sometidas a presiones dirigidas. Eso sucede, por ejemplo, en los bordes de placa convergentes, donde las placas litosféricas colisionan. Aquí, las fuerzas que deforman la roca son desiguales en distintas direcciones y se las denomina **esfuerzo diferencial**. (En el Capítulo 10 se trata con mayor profundidad el *esfuerzo diferencial*.)

A diferencia de la presión de confinamiento, que «exprime» la roca por igual en todas las direcciones, los esfuerzos diferenciales son mayores en una dirección que en las demás. Como se muestra en la Figura 8.5B, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de la mayor presión y se alargan en la dirección

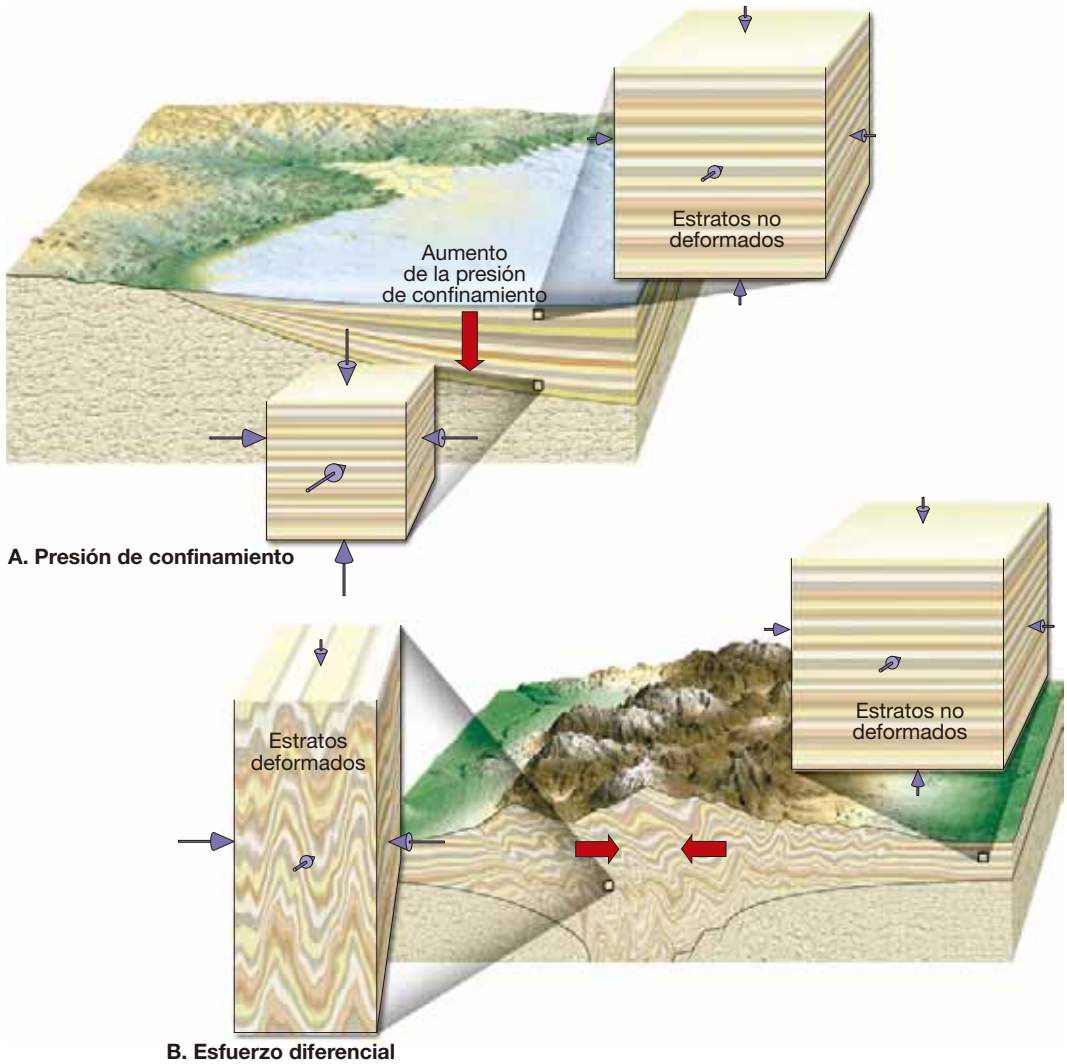


FIGURA 8.5. La presión de confinamiento y el esfuerzo diferencial como agentes metamórficos. **A.** En un ambiente deposicional, conforme aumenta la presión de confinamiento, las rocas se deforman al reducir su volumen. **B.** Durante la formación de montañas, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de aplicación de la presión y se alargan en la dirección perpendicular a esa fuerza.

perpendicular a dicha presión. Como consecuencia, las rocas implicadas suelen *plegarse* o *aplastarse* (como cuando se pisa una pelota de goma). A lo largo de los bordes de placa convergentes, el mayor esfuerzo diferencial se ejerce más o menos horizontalmente en la dirección del movimiento de la placa, y se aplica la menor presión en la dirección vertical. Por consiguiente, en estos lugares la corteza se acorta (horizontalmente) y se engrosa mucho (verticalmente). Aunque los esfuerzos diferenciales son en general pequeños en comparación con la presión de confinamiento, son importantes para crear las diversas estructuras a gran escala y las texturas exhibidas por las rocas.

En los ambientes superficiales, donde las temperaturas son comparativamente bajas, las rocas son *frágiles* y tienden a fracturarse cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. La deformación continuada tritura y pulveriza los granos minerales en fragmentos pequeños. Por el contrario, en ambientes de temperaturas elevadas las rocas son *dúctiles.* Cuando las rocas exhiben un comportamiento dúctil, sus granos minerales tienden a aplanarse y a alargarse cuando son sometidos a un esfuerzo diferencial (Figura 8.6). Eso explica su capacidad para deformarse fluyendo (más que fracturándose) para generar pliegues complicados.

Fluidos químicamente activos

Muchos minerales, como las arcillas, las micas y los anfíboles están hidratados, es decir, contienen agua en sus estructuras cristalinas. Las temperaturas y las presiones elevadas causan la deshidratación de estos minerales. Una vez expulsados, estos fluidos calientes promueven la recristalización potenciando la migración de la materia mineral.

A veces los alumnos preguntan...

¿Se considera una roca metamórfica el hielo del glaciar?

¡Sí! Aunque la roca metamórfica suele formarse en ambientes de temperatura elevada, el hielo del glaciar es una excepción. Pese a su formación en climas fríos, el hielo satisface claramente los criterios para ser clasificado como una roca metamórfica. La formación de un glaciar empieza cuando los cristales de nieve se transforman en una masa mucho más densa de pequeñas partículas de hielo denominada *congesta.* A medida que se va añadiendo más nieve a la pila, la presión sobre las capas inferiores promueve la recristalización (metamorfismo) de la masa, produciendo cristales de hielo entrelazados más grandes. Además, el movimiento del glaciar es un ejemplo de flujo dúctil en estado sólido, otra característica de las rocas metamórficas. La deformación interna y la recristalización de los cristales de hielo individuales facilitan el flujo dúctil. El flujo dúctil resultante suele hacerse visible porque podemos ver las capas sucias deformadas en el interior del hielo. Estas estructuras son parecidas a los pliegues que exhiben las rocas metamórficas más «típicas».

FIGURA 8.6. Metaconglomerado, también llamado conglomerado de cantos estirados. Estos cantos, que antes eran casi esféricos, se han calentado y se han aplanado hasta convertirse en estructuras alargadas (Foto de E. J. Tarbuck).

Como se ha comentado antes, el metamorfismo de la lutita en pizarra implica la recristalización de los minerales de la arcilla para formar los minerales mica y clorita. Los fluidos calientes intensifican este proceso disolviendo y transportando los iones de una zona de la estructura cristalina a otra. En ambientes cada vez más calientes, estos fluidos se vuelven más reactivos.

En algunos ambientes metamórficos, los fluidos calientes transportan materia mineral a lo largo de distancias considerables. Esto ocurre, por ejemplo, cuando se expulsan fluidos ricos en minerales de un cuerpo magmático a medida que se va enfriando y solidificando. Si la composición de las rocas que rodean el plutón es claramente distinta de la composición de los fluidos invasores, puede producirse un intercambio considerable de iones entre los fluidos y las rocas de caja. Cuando un cambio químico sustancial acompaña al metamorfismo, el proceso se denomina **metasomatismo**.

La importancia del protolito

La mayoría de rocas metamórficas tienen la misma composición química general que la roca a partir de la que se formaron, excepto por la posible pérdida o adquisición de volátiles como el agua (H_2O) y el dióxido de carbono (CO_2). Por consiguiente, cuando se intenta establecer el material original del que derivan las rocas metamórficas, la pista más importante procede de su composición química.

Consideremos los grandes afloramientos del mármol metamórfico encontrados en los Alpes del sur de Europa. Dado que el mármol y la roca sedimentaria común caliza tienen la misma mineralogía (calcita, $CaCO_3$), parece probable concluir que la caliza es

A veces los alumnos preguntan…

¿Pueden contener fósiles las rocas metamórficas?

En algunas ocasiones, sí. Si una roca sedimentaria que contiene fósiles experimenta metamorfismo de bajo grado, los fósiles originales pueden ser todavía reconocibles. Conforme aumenta el grado de metamorfismo, los fósiles (así como los planos de estratificación, las vesículas y otros rasgos de la roca madre) suelen destruirse. Cuando hay fósiles en las rocas metamórficas, proporcionan pistas útiles para determinar el tipo de roca original y su ambiente de deposición. Además, los fósiles cuyas formas se han deformado durante el metamorfismo dan una idea de hasta qué punto se ha deformado la roca.

el protolito del mármol. Además, dado que la caliza se forma normalmente en ambientes marinos cálidos y someros, podemos conjeturar que tiene que haberse producido una considerable deformación para convertir depósitos calizos de un mar poco profundo en montañas de mármol en los elevados Alpes.

La composición mineral del protolito determina también en gran medida el grado al que cada agente metamórfico provocará cambios. Por ejemplo, cuando el magma se abre camino hacia el interior de las rocas circundantes, las temperaturas elevadas y los fluidos calientes pueden alterar la roca caja. Cuando esta última está compuesta de minerales que son comparativamente no reactivos, como los granos de cuarzo que se encuentran en la arenisca, cualquier alteración que pueda producirse estará confinada a una zona estrecha próxima al plutón. Sin embargo, si la roca de caja es una caliza, que es muy reactiva, la zona de metamorfismo puede extenderse muy lejos de la intrusión.

TEXTURAS METAMÓRFICAS

METAMORPHIC ROCKS
▸ Textural and Mineralogical Changes

Recordemos que el término **textura** se utiliza para describir el tamaño, la forma y la distribución de los granos dentro de una roca. La mayoría de las rocas ígneas y muchas rocas sedimentarias están compuestas de granos minerales que tienen una orientación aleatoria y, por tanto, parecen iguales cuando se observan desde cualquier dirección. Por el contrario, las rocas metamórficas deformadas que contienen minerales con hábito planar (micas) o minerales alargados (anfíboles) en general exhiben alguna clase de *orientación preferente* en la que los granos minerales presentan un alineamiento paralelo a subparalelo. Como un puñado de lápices, las rocas que contienen minerales alargados orientados en paralelo unos con respecto a los otros tendrán un aspecto distinto al observarse desde el lateral que desde una perspectiva frontal. Una roca que muestra una orientación preferente de sus minerales se dice que posee *foliación.*

Foliación

El término **foliación** se refiere a cualquier disposición planar (casi plana) de los granos minerales o los rasgos estructurales del interior de una roca. Aunque hay foliación en algunas rocas sedimentarias e incluso en unos pocos tipos de rocas ígneas, es una característica fundamental de las rocas que han experimentado metamorfosis regional, es decir, unidades rocosas que se han deformado enormemente, principalmente por plegamiento. En los ambientes metamórficos, la foliación es provocada, en última instancia, por los esfuerzos compresivos que acortan las unidades rocosas, haciendo que los granos minerales de las rocas preexistentes desarrollen alineamientos paralelos o casi paralelos. Son ejemplos de foliación el alineamiento paralelo de los minerales con hábito planar; el alineamiento paralelo de los granos aplanados; el bandeado composicional donde la separación de los minerales oscuros y claros genera un aspecto laminar, y la pizarrosidad cuando las rocas pueden separarse con facilidad en capas tabulares. Estos distintos tipos de foliación pueden formarse de muchas maneras distintas, como:

1. Rotación de los granos minerales alargados o de hábito planar hacia una orientación paralela o casi.
2. Recristalización que produce nuevos minerales con granos que exhiben una orientación preferente.
3. Mecanismos que transforman los granos de forma esférica en formas alargadas que se alinean en una orientación preferente.

De estos sistemas, el más fácil de imaginar es la rotación de los granos minerales existentes. En la Figura 8.7 se ilustran los mecanismos por medio de los cuales rotan los minerales alargados o con hábito planar. Nótese que el nuevo alineamiento es más o menos perpendicular a la dirección del acortamiento máximo. Aunque la rotación física de los minerales planares contribuye al desarrollo de la foliación en el metamorfismo de grado bajo, en ambientes más extremos dominan otros mecanismos.

Recordemos que la recristalización es la creación de nuevos granos minerales a partir de los antiguos. Cuando se produce recristalización a medida que la roca va siendo sometida a esfuerzos diferenciales, los minerales alargados y planos que la forman tienden a recristalizar en dirección perpendicular a la del esfuerzo máximo. Por tanto, los granos minerales recién formados poseerán un alineamiento paralelo y la roca metamórfica que los contiene exhibirá foliación.

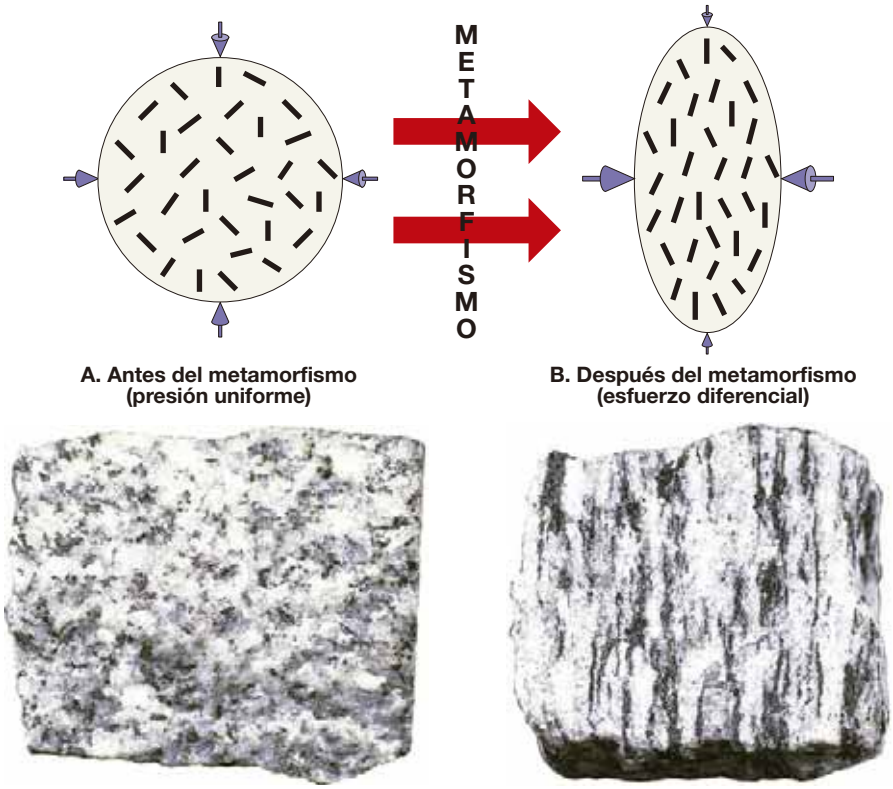


FIGURA 8.7. Rotación mecánica de granos minerales planares o alargados. **A.** Los granos minerales existentes mantienen su orientación aleatoria si la fuerza se aplica uniformemente. **B.** Conforme el esfuerzo diferencial hace que las rocas se aplanen, los granos minerales rotan hacia el plano de aplanamiento (Fotos de E. J. Tarbuck).

Los mecanismos que modifican las formas de los granos existentes son especialmente importantes para el desarrollo de las orientaciones preferentes de las rocas que contienen minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino, minerales que normalmente desarrollan cristales más o menos esféricos.

Estos procesos actúan en ambientes metamórficos donde existen esfuerzos diferenciales. Puede producirse una modificación en la forma de un grano conforme las unidades de la estructura cristalina de un mineral se deslizan las unas con respecto a las otras a lo largo de planos discretos, deformando así el grano como se muestra en la Figura 8.8. Este tipo de flujo de estado sólido gradual implica un deslizamiento que altera la red cristalina a medida que los átomos cambian de posición. Este proceso requiere la rotura de los enlaces químicos existentes y la formación de otros nuevos.

La forma de un mineral puede cambiar también conforme los iones se mueven desde un punto a lo largo del margen del grano que está sometido a una gran presión hacia una posición en el mismo grano con menor presión (Figura 8.9). La materia mineral se disuelve donde los granos están en contacto unos con otros (áreas de presión elevada) y precipita en los espacios porosos (áreas de baja presión). Como consecuencia, los granos de mineral tienden a alargarse en la dirección del esfuerzo máximo. Los fluidos calientes, activos desde el punto de vista químico, contribuyen a este mecanismo.

Texturas foliadas

Existen varios tipos de foliación, dependiendo en gran medida del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original. Consideraremos tres de ellos: *pizarrosidad*, *esquistosidad* y *bandeado gnéisico.*

Pizarrosidad *(slaty cleavage)*

El término **pizarrosidad** se refiere a las superficies planares muy juntas a lo largo de las cuales las rocas se separan en capas delgadas y tabulares cuando se las golpea con un martillo. La pizarrosidad aparece en varias rocas metamórficas pero se observa mejor en las pizarras que exhiben una propiedad de separación excelente, denominada **clivaje**.

Según el ambiente metamórfico y la composición del protolito, la pizarrosidad se desarrolla de diferentes maneras. En un ambiente metamórfico de bajo grado, se sabe que la pizarrosidad se desarrolla cuando los estratos de lutita (y las rocas sedimentarias relacionadas) son metamorfizadas y plegadas para formar la pizarra. El proceso empieza cuando los granos planares

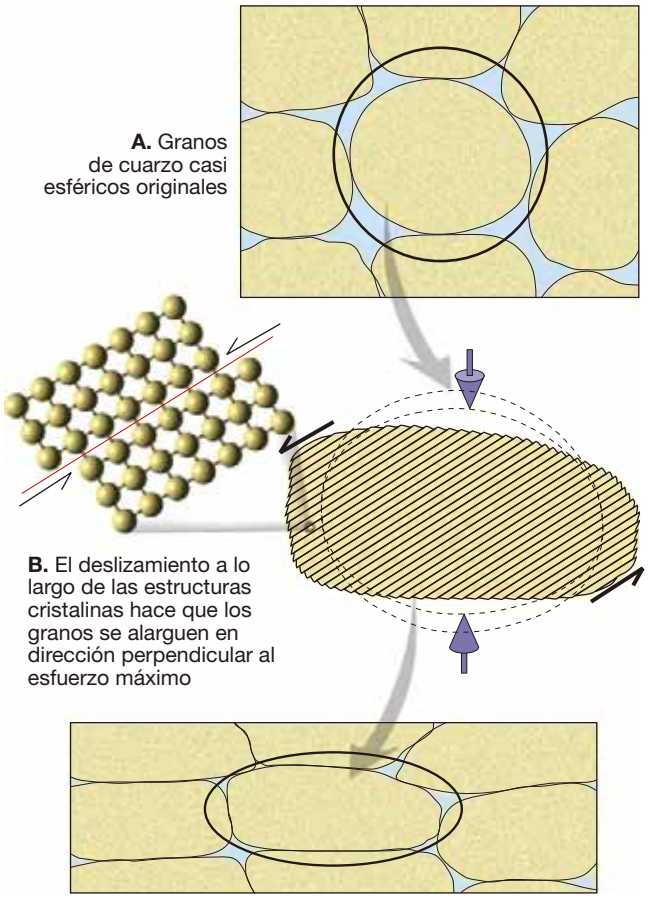


FIGURA 8.8. El desarrollo de las orientaciones preferentes de los minerales que tienen formas aproximadamente esféricas, como el cuarzo, la calcita y el olivino, puede producirse de dos formas. El primer mecanismo, mostrado en esta ilustración, consiste en el deslizamiento de la estructura cristalina del mineral una respecto a otra. El otro mecanismo se muestra en la Figura 8.9.

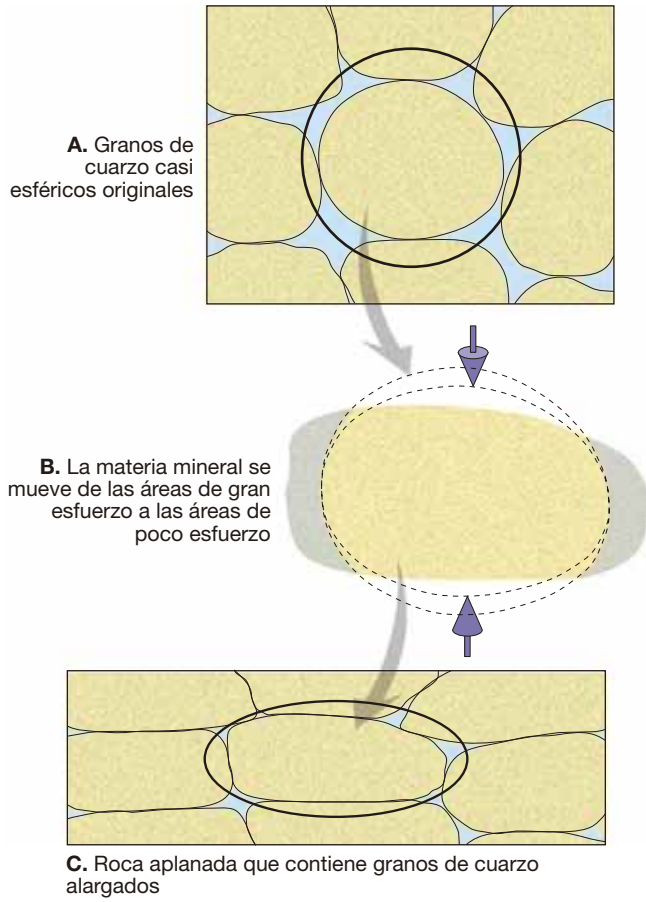


FIGURA 8.9. Este mecanismo de cambio de forma de los granos minerales implica disolución de material de las áreas de gran esfuerzo y su depósito en lugares de bajo esfuerzo. Este mecanismo, igual que el mostrado en la Figura 8.8, cambia la forma de los granos minerales, pero no su volumen ni su composición.

se pliegan y se doblan, generando pliegues microscópicos que tienen flancos (lados) más o menos alineados (Figura 8.10). Una ulterior deformación intensifica este nuevo alineamiento a medida que los granos antiguos se rompen y recristalizan preferentemente en la dirección de la orientación recién desarrollada. De esta manera, se desarrollan en la roca estrechas zonas paralelas donde se concentran las laminillas de mica. Estas estructuras alternan con zonas que contienen cuarzo y otros granos minerales que no exhiben una orientación lineal pronunciada. Es a lo largo de estas zonas muy delgadas de minerales planares donde la pizarra se separa (Figura 8.11).

Dado que en general la pizarra se forma durante el metamorfismo de grado bajo de la lutita, suelen conservarse restos de los planos de estratificación sedimentarios originales. No obstante, como se muestra en la Figura 8.10D, la orientación de la pizarrosidad suele desarrollarse en un ángulo oblicuo al de la estratificación sedimentaria original. Por tanto, a diferencia de la lutita, que se separa a lo largo de planos de estratificación, la pizarra suele separarse a través de la pizarrosidad. Otras rocas metamórficas, como los esquistos y los gneises, también se separan a lo largo de las superficies planares y, por tanto, exhiben clivaje.

Esquistosidad

Bajo regímenes de presión y temperatura más elevados, los diminutos cristales de mica y de clorita de las pizarras empiezan a crecer. Cuando estos minerales planares son lo bastante grandes como para ser discernibles a simple vista y exhiben una estructura planar o laminar, se dice que la roca muestra un tipo de foliación llamada **esquistosidad**. Las rocas con esta textura se denominan *esquistos*. Además de los minerales planares, el esquisto suele contener cristales deformados de cuarzo y feldespato que aparecen como granos planos o en forma de lente escondidos entre los granos de mica.

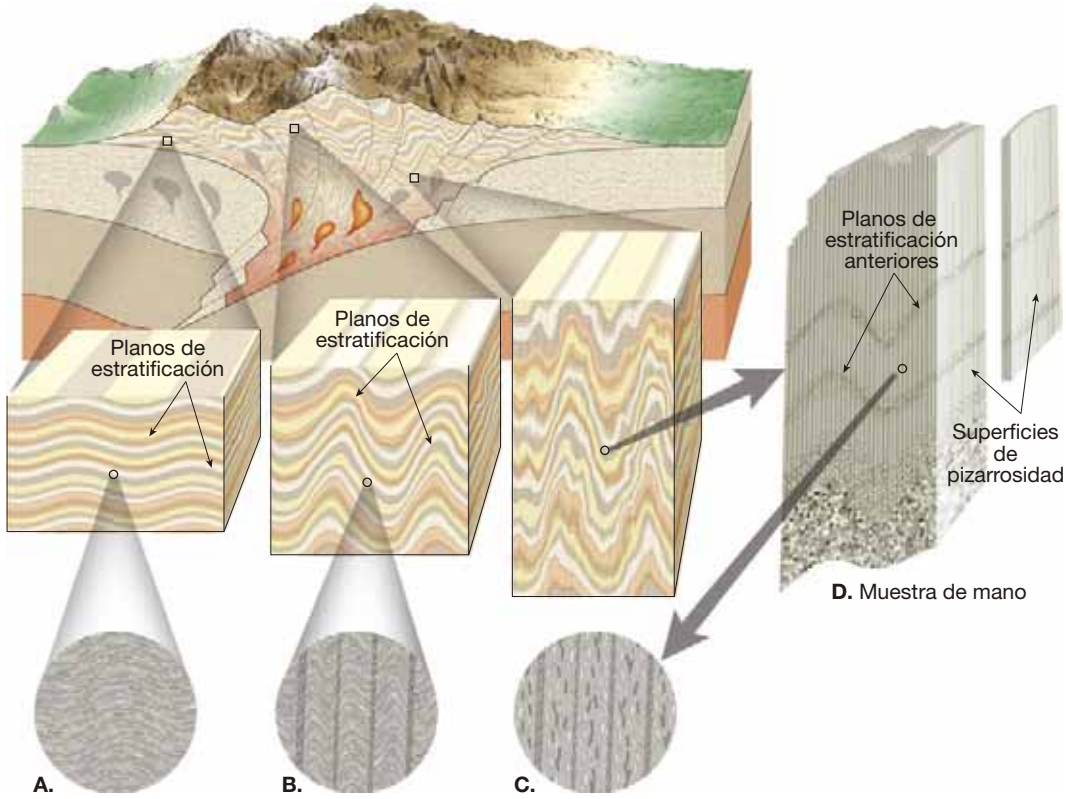


FIGURA 8.10. Desarrollo de un tipo de pizarrosidad. A medida que la lutita va experimentando un intenso plegamiento (**A, B**) y metamorfismo para formar pizarra, las escamas de mica en desarrollo se doblan en micropliegues. **C.** Un ulterior metamorfismo provoca la recristalización de los granos de mica a lo largo de los flancos de estos pliegues para intensificar la foliación. **D.** La muestra de mano de pizarra ilustra la pizarrosidad y su orientación en relación con las superficies de estratificación anteriores.

FIGURA 8.11. Excelente pizarrosidad exhibida por la roca en esta cantera de pizarra de Tanzania. Dado que la pizarra se rompe en láminas planas, tiene muchos usos (Foto de Randy Olson/NGS Image Collection). La foto insertada muestra el uso de pizarra en el tejado de esta casa en Suiza (Foto de E. J. Tarbuck).

Bandeado gnéisico

Durante el metamorfismo de alto grado, las migraciones iónicas pueden provocar la segregación de los minerales, como se muestra en la Figura 8.12. Obsérvese que los cristales oscuros de biotita y los silicatos claros (cuarzo y feldespato) están separados, dando a la roca un aspecto bandeado, conocido como **bandeado gnéisico**. Las rocas metamórficas con este tipo de texturas se denominan *gneises*. Aunque son foliados, los gneises no se separarán con tanta facilidad como las pizarras y algunos esquistos.

Otras texturas metamórficas

No todas las rocas metamórficas muestran texturas foliadas. Las que *no* lo hacen se denominan **no foliadas**. Las rocas metamórficas no foliadas se desarrollan en general en ambientes donde la deformación es mínima y los protolitos están compuestos por minerales que presentan cristales equidimensionales, como el cuarzo o la calcita. Por ejemplo, cuando una caliza de grano fino (formada por calcita) sufre metamorfismo por la intrusión de una masa magmática caliente, los pequeños

FIGURA 8.12. Esta roca exhibe una textura gnéisica. Obsérvese que los granos oscuros de biotita y los silicatos claros están segregados, dando a la roca un aspecto bandeado o estratificado (Foto de E. J. Tarbuck).

granos de calcita recristalizan y forman cristales entrelazados más grandes. La roca resultante, el *mármol,* presenta unos granos grandes y equidimensionales, orientados aleatoriamente, parecidos a los de las rocas ígneas de grano grueso.

Otra textura común en las rocas metamórficas son unos granos especialmente grandes, llamados *porfidoblastos,* rodeados por una matriz de grano fino de otros minerales. Las **texturas porfidoblásticas** se desarrollan en una gran variedad de tipos de rocas y de ambientes metamórficos cuando los minerales del protolito recristalizan y forman nuevos minerales. Durante la recristalización algunos minerales metamórficos, como el granate, la estaurolita y la andalucita, desarrollan a menudo *una pequeña cantidad de cristales muy grandes.* Por el contrario, minerales como la moscovita, la biotita y el cuarzo suelen formar *una gran cantidad de granos muy pequeños.* Por consiguiente, cuando el metamorfismo genera los minerales granate, biotita y moscovita en el mismo ambiente, la roca contendrá cristales grandes (porfidoblastos) de granate incrustados en una matriz de grano fino compuesta de biotita y moscovita (Figura 8.13).

ROCAS METAMÓRFICAS COMUNES

METAMORPHIC ROCKS
▸ Common Metamorphic Rocks

Recordemos que el metamorfismo produce muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de su densidad, un cambio del tamaño de las partículas, la reorientación de los granos minerales en una distribución planar conocida como foliación y la transformación de

FIGURA 8.13. Micaesquisto granatífero. Los cristales rojo oscuro del granate (porfidoblastos) están incrustados en una matriz clara de micas de grano fino (Foto de E. J. Tarbuck).

minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son importantes desde el punto de vista económico.

Las principales características de algunas rocas metamórficas comunes se resumen en la Figura 8.14. Obsérvese que las rocas metamórficas pueden clasificarse, en líneas generales, según el tipo de foliación que exhiben y, en menor medida, según la composición química del protolito.

Rocas foliadas

Pizarra

La *pizarra* es una roca foliada de grano muy fino (menos de 0,5 milímetros) compuesta por pequeñas laminillas de mica demasiado pequeñas para ser visibles. Por tanto, en general, el aspecto de la pizarra no es brillante y es muy parecido al de la lutita. Una característica destacada de la pizarra es su tendencia a romperse en láminas planas (*véase* Figura 8.11).

La pizarra se origina casi siempre por metamorfismo de bajo grado de lutitas. Con menor frecuencia, también se produce por el metamorfismo de las cenizas volcánicas. El color de la pizarra depende de sus constituyentes minerales. Las pizarras negras (carbonáceas) contienen materia orgánica, las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen clorita.

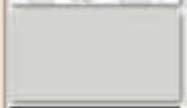
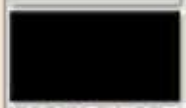
Nombre de la roca	Textura		Tamaño de grano	Observaciones	Protolito
Pizarra	Aumento del metamorfismo	Foliada		Muy fino	Pizarrosidad excelente, superficies lisas sin brillo	Lutitas
Filita				Fino	Se rompe a lo largo de superficies onduladas, brillo satinado	Lutitas
Esquisto				Medio a grueso	Predominan los minerales micáceos, foliación escamosa	Lutitas
Gneis				Medio a grueso	Bandeado composicional debido a la segregación de los minerales	Lutita, granito o rocas volcánicas
Migmatita				Medio a grueso	Roca bandeada con zonas de minerales cristalinos claros	Lutita, granito o rocas volcánicas
Milonita		Poco foliada		Fino	Cuando el grano es muy fino parece sílex, suele romperse en láminas	Cualquier tipo de roca
Metaconglomerato				De grano grueso	Cantos alargados con orientación preferente	Conglomerado rico en cuarzo
Mármol		No foliada		Medio a grueso	Granos de calcita o dolomita entrelazados	Caliza, dolomía
Cuarcita				Medio a grueso	Granos de cuarzo fundidos, masiva, muy dura	Cuarzoarenita (arenisca rica en cuarzo)
Corneana				Fino	Normalmente, roca masiva oscura con brillo mate	Cualquier tipo de roca
Antracita				Fino	Roca negra brillante que puede mostrar fractura concoide	Carbón bituminoso
Brecha de falla				Medio a muy grueso	Fragmentos rotos con una disposición aleatoria	Cualquier tipo de roca

FIGURA 8.14. Clasificación de las rocas metamórficas comunes.

Filita

La *filita* representa una gradación en el grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares constituyentes son más grandes que los de la pizarra, pero no lo bastante como para ser fácilmente identificables a simple vista. Aunque la filita parece similar a la pizarra, puede distinguirse con facilidad por su brillo satinado y su superficie ondulada (Figura 8.15). La filita suele mostrar clivaje y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita, clorita o ambas.

Esquisto

Los esquistos son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares. Estos componentes planos son, habitualmente, las micas (moscovita y biotita), que exhiben una orientación planar que da a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespato. Son conocidos los esquistos compuestos principalmente de minerales oscuros (anfíboles). Como las pizarras, el protolito de muchos esquistos es la lutita, que ha experimentado un

A. **B.**

FIGURA 8.15. La filita (**A**) puede distinguirse de la pizarra (**B**) por su brillo satinado y su superficie ondulada (Foto de E. J. Tarbuck).

metamorfismo de medio a alto grado durante los principales episodios de formación de montañas.

El término *esquisto* describe la textura de una roca y, como tal, se utiliza para describir rocas que tienen una gran variedad de composiciones químicas. Para indicar la composición, se utilizan los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos compuestos fundamentalmente por las micas moscovita y biotita se denominan *micaesquistos* (Figura 8.16). Dependiendo del grado de metamorfismo y de la composición de la roca original, los micaesquistos contienen a menudo *minerales índice,* algunos de los cuales son exclusivos de las rocas metamórficas. Algunos minerales índice comunes que aparecen como porfidoblastos son el *granate,* la *estaurolita* y la *sillimanita,* en cuyo caso la roca se denomina *micaesquisto granatífero, micaesquisto estaurolítico* y así sucesivamente (*véase* Figura 8.13).

FIGURA 8.16. Micaesquisto. Esta muestra de esquisto está compuesta principalmente de moscovita y biotita (Foto de E. J. Tarbuck).

Además, los esquistos pueden estar compuestos en gran medida por los minerales clorita o talco, en cuyo caso de denominan, respectivamente, *esquistos cloríticos* y *talcoesquistos.* Los esquistos cloríticos y talcoesquistos pueden formarse cuando rocas con una composición basáltica experimentan metamorfismo. Otros contienen el mineral *grafito,* que se utiliza para las «minas» de los lapiceros, para elaborar las fibras de grafito (utilizadas en las cañas de pescar) y como lubricante (normalmente para cerraduras).

Gneis

Gneis es el término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales alargados y granulares (en oposición a los planares). Los minerales más comunes en el gneis son el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa rica en sodio. La mayoría de los gneises contienen también cantidades menores de biotita, moscovita y anfíbol que desarrollan una orientación preferente. Algunos gneises se rompen a lo largo de las capas de los minerales planares, pero la mayoría se rompe de una manera irregular.

Recordemos que, durante el metamorfismo de alto grado, los componentes claros y oscuros se separan, dando a los gneises su aspecto bandeado o laminar característico. Así, la mayoría de gneises consisten en bandas alternantes de zonas blancas o rojizas ricas en feldespato y capas de minerales ferromagnesianos oscuros (*véase* Figura 8.12). Estos gneises bandeados suelen mostrar signos de deformación, como pliegues y a veces fallas (*véase* Figura 8.1).

La mayoría de los gneises tiene una composición félsica y a menudo derivan de granitos o su equivalente de grano fino, la riolita. Sin embargo, muchos se forman a partir del metamorfismo de alto grado de la

lutita. En este caso, los gneises representan la última roca de la secuencia de lutitas, pizarras, filitas, esquistos y gneises. Como los esquistos, los gneises pueden incluir también grandes cristales de minerales índice como el granate y la estaurolita. También aparecen gneises compuestos mayoritariamente por minerales oscuros como los que forman el basalto. Por ejemplo, una roca rica en anfíbol que tenga una textura gnéisica se denomina *anfibolita.*

Rocas no foliadas

Mármol

El mármol es una roca metamórfica cristalina de grano grueso cuyo protolito son las calizas o dolomías (Figura 8.17). El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita. Dada su dureza relativamente baja (dureza de 3), el mármol es fácil de cortar y moldear. El mármol blanco es particularmente apreciado como piedra para crear monumentos y estatuas, como el Lincoln Memorial en Washington, D.C. (Figura 8.18). Por desgracia, dado que el mármol es básicamente carbonato cálcico, es meteorizado por la lluvia ácida.

El protolito a partir de la cual se forma la mayor parte del mármol contiene impurezas que colorean la piedra. Por tanto, el mármol puede ser rosa, gris, verde o incluso negro y puede contener gran diversidad de minerales índice (clorita, mica, granate y wollastonita). Cuando el mármol se forma a partir de caliza interestratificada con lutitas, aparece bandeado y muestra una foliación visible. Cuando se deforman, estos mármoles bandeados desarrollan unos pliegues muy deformados y ricos en micas que dan a la roca un diseño bastante artístico. Por tanto, estos mármoles decorativos se han utilizado como piedra de construcción desde los tiempos prehistóricos (Figura 8.18).

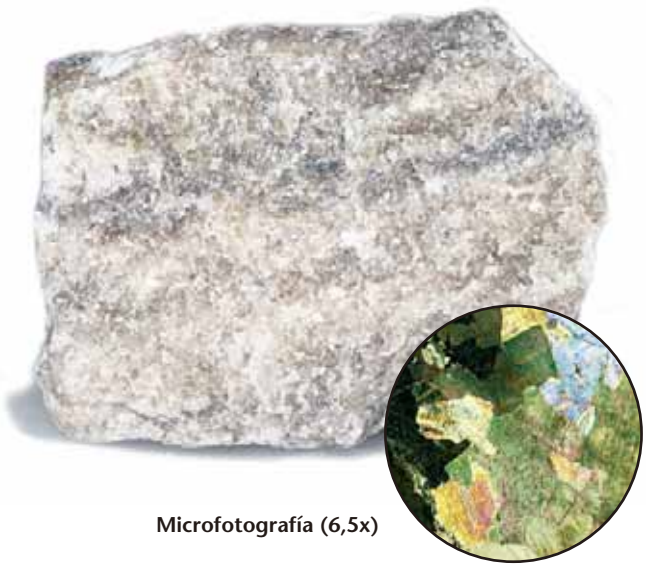


FIGURA 8.17. Mármol, roca cristalina formada por el metamorfismo de calizas. La microfotografía muestra mediante la luz polarizada cristales de calcita entrelazados (Fotos de E. J. Tarbuck).

A.

B.

FIGURA 8.18. El mármol, debido a la posibilidad de trabajarlo, es piedra monumental muy utilizada. **A.** El exterior blanco del Lincoln Memorial, Washington, D.C., está construido principalmente con mármol extraído de la cantera de Marble, Colorado. En el interior, se utilizó mármol rosa de Tennessee para los suelos, mármol de Alabama para los techos y mármol de Georgia para la estatua de Lincoln (Foto de Ryan McGinnis/Alamy). **B.** El exterior del Taj Mahal está construido principalmente con la roca metamórfica mármol (Foto de Steve Vider/Superstock).

Cuarcita

La *cuarcita* es una roca metamórfica muy dura formada a partir de arenisca rica en cuarzo (Figura 8.19). Bajo las condiciones de metamorfismo de moderado a elevado grado, los granos de cuarzo de la arenisca se unen entre sí (microfotografía de la Figura 8.19). La recristalización suele ser tan completa que, cuando se rompe, la cuarcita se escinde a través de los granos de cuarzo en lugar de hacerlo a lo largo de sus límites. En algunos casos, estructuras sedimentarias del tipo de la estratificación cruzada se conservan y dan a la roca un aspecto bandeado. La cuarcita pura es blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados, mientras que los granos de minerales oscuros pueden colorearla de gris.

AMBIENTES METAMÓRFICOS

Hay muchos ambientes en los que se produce metamorfismo. La mayoría se encuentra en las proximidades de los márgenes de placa y varios se asocian con la actividad ígnea. Consideraremos los siguientes tipos de metamorfismo: 1) *metamorfismo térmico o de contacto;* 2) *metamorfismo hidrotermal;* 3) *metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción;* 4) *metamorfismo regional;* 5) *metamorfismo de impacto;* y 6) *metamorfismo dinámico.* Con la excepción del metamorfismo de impacto, hay considerable solapamiento entre los otros tipos.

FIGURA 8.19. La cuarcita es una roca metamórfica no foliada formada a partir de la arenisca rica en cuarzo. La microfotografía muestra los granos de cuarzo entrelazados típicos de la cuarcita (Foto de E. J. Tarbuck).

Metamorfismo térmico o de contacto

El **metamorfismo de contacto** o **térmico** se produce cuando rocas que rodean de cerca una masa ígnea fundida son «cocidas» y, por consiguiente, alteradas con respecto a su estado original. Las rocas alteradas aparecen en una zona denominada **aureola** metamórfica (Figura 8.20). El emplazamiento de intrusiones pequeñas, como diques y sills, normalmente forma aureolas de tan solo unos pocos centímetros de espesor. Por el contrario, los grandes plutones ígneos que forman batolitos pueden producir aureolas que se extienden a lo largo de varios kilómetros.

Además del tamaño del cuerpo magmático, la composición mineral de la roca caja y la disponibilidad de agua afectan en gran medida al tamaño de la aureola producida. En rocas químicamente activas, como las calizas, la zona de alteración puede tener 10 km de espesor. Estas aureolas grandes suelen tener distintas *zonas de metamorfismo*. Cerca del cuerpo magmático, pueden formarse minerales de temperatura elevada, como el granate, mientras que los minerales de bajo grado, como la clorita, se producen en lugares más alejados.

El metamorfismo de contacto no está por completo restringido a profundidades someras de la corteza, pero se reconoce más fácilmente cuando se produce en este ambiente, donde el contraste de temperaturas entre el cuerpo fundido y la roca caja que lo rodea es grande. Dado que el metamorfismo de contacto no implica presiones dirigidas, las rocas encontradas dentro de una aureola metamórfica no suelen ser foliadas. Durante el metamorfismo de contacto los minerales de arcilla se calientan como si estuvieran colocados en un horno. El resultado es una roca metamórfica muy dura y de grano fino denominada *corneanas (hornfels)* (Figura 8.21). Las corneanas pueden formarse a partir de una variedad de materiales, entre ellos, las cenizas volcánicas y el basalto. En algunos casos, pueden formarse granos grandes de minerales metamórficos, como el granate y la estaurolita, que aportan a las corneanas una textura porfidoblástica (*véase* Figura 8.13).

A veces los alumnos preguntan...

Hace poco ayudé a un amigo a mudarse. Tenía una mesa de billar que pesaba mucho. Dijo que la superficie estaba hecha de pizarra. ¿Es cierto?

Sí, y a tu amigo le debió de costar bastante dinero. Solo las mesas de billar de la mejor calidad tienen superficies de pizarra. La pizarra, una roca foliada de grano fino compuesta de partículas microscópicas de mica, tiene la capacidad de romperse fácilmente a lo largo de sus planos de pizarrosidad, produciendo capas planas de roca lisa. Es muy preciada para su uso como superficie de mesa de billar, así como de material de construcción para azulejos o tejas.

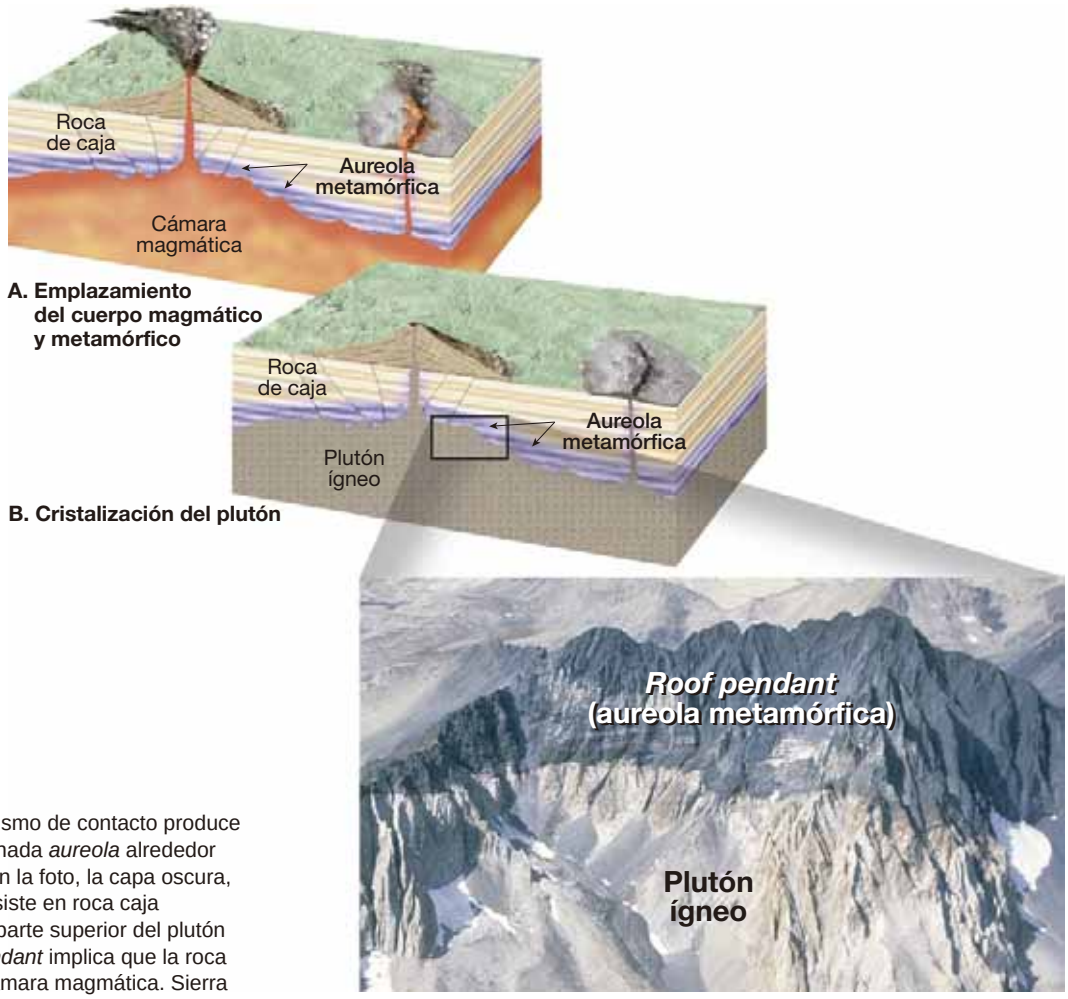


FIGURA 8.20. El metamorfismo de contacto produce una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de un cuerpo ígneo intrusivo. En la foto, la capa oscura, denominada *roof pendant*, consiste en roca caja metamorfizada adyacente a la parte superior del plutón ígneo claro. El término *roof pendant* implica que la roca fue una vez el tejado de una cámara magmática. Sierra Nevada, cerca de Bishop, California (Foto de John S. Shelton).

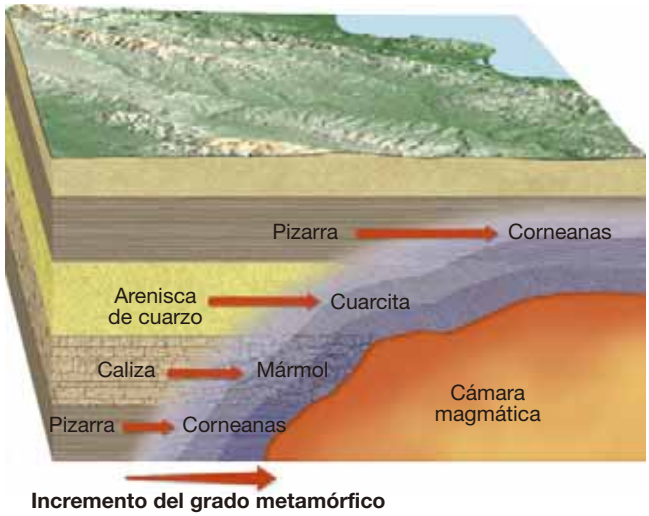


FIGURA 8.21. El metamorfismo de contacto de la pizarra produce corneanas, mientras que el metamorfismo de contacto de la arenisca de cuarzo y la caliza produce cuarcita y mármol, respectivamente.

Metamorfismo hidrotermal

Cuando fluidos calientes ricos en iones circulan a través de las fisuras y las fracturas de las rocas, se produce una alteración química llamada **metamorfismo hidrotermal** (Figura 8.22). Este tipo de metamorfismo suele estar estrechamente relacionado con el emplazamiento del magma. Conforme los cuerpos magmáticos grandes se enfrían y se solidifican, se expulsan a las rocas caja fluidos (principalmente agua) ricos en silicatos. Cuando la roca de caja está muy fracturada, la materia mineral contenida en esas **disoluciones hidrotermales** puede precipitar y formar una variedad de depósitos minerales, algunos de ellos económicamente importantes. Si las rocas de caja son permeables y muy reactivas, como sucede con las rocas carbonatadas como la caliza, las disoluciones hidrotermales ricas en silicatos pueden reaccionar con los carbonatos y producir una variedad de minerales silicatados ricos en calcio. Recordemos que un proceso metamórfico que altera la composición química general de una unidad rocosa se denomina *metasomatismo*.

FIGURA 8.22. El metamorfismo hidrotermal puede producirse en profundidades someras de la corteza en regiones donde hay aguas termales y geiseres activos (Foto de Philippe Clement/Nature Picture Library).

Conforme aumentaba nuestro conocimiento de la tectónica de placas, era cada vez más claro que la mayor incidencia del metamorfismo hidrotermal tiene lugar a lo largo del eje del sistema de la dorsal centro oceánica. A medida que las placas se separan, el magma que aflora procedente del manto genera nuevo fondo oceánico. Cuando el agua percola a través de la corteza oceánica joven y caliente, se calienta y reacciona químicamente con las rocas basálticas recién formadas (Figura 8.23). El resultado es la conversión de los minerales ferromagnesianos, como el olivino y el piroxeno, en silicatos hidratados, como la serpentina, la clorita y el talco. Además, las plagioclasas ricas en calcio del basalto se van enriqueciendo cada vez más en

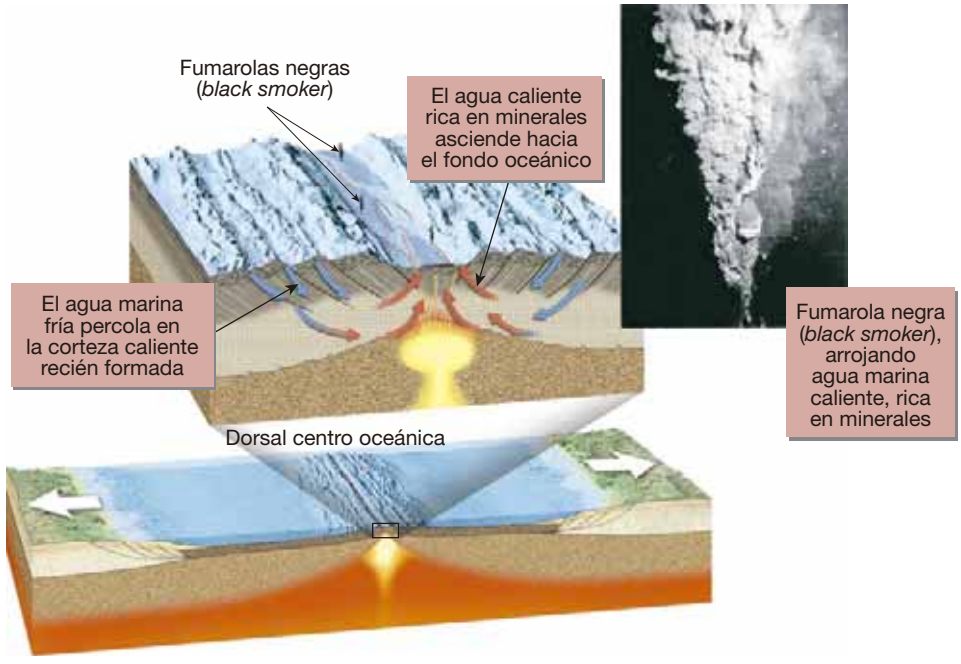


FIGURA 8.23. Metamorfismo hidrotermal a lo largo de la dorsal centro oceánica.

sodio a medida que la sal (NaCl) del agua marina intercambia iones Na por iones Ca.

Las disoluciones hidrotermales que circulan por el fondo oceánico también retiran grandes cantidades de metales, como hierro, cobalto, níquel, plata, oro y cobre, de la corteza recién formada. Estos fluidos calientes y ricos en metales acaban ascendiendo a lo largo de las fracturas y brotan del suelo oceánico a temperaturas de alrededor de 350 °C, generando nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas negras (black smoker).* Al mezclarse con el agua marina fría, los sulfuros y los carbonatos que contienen estos metales pesados precipitan y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales tienen valor económico. Se cree que este es el origen de los yacimientos de cobre que hoy se explotan en la isla mediterránea de Chipre.

Metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción

El **metamorfismo de enterramiento** tiende a producirse cuando se acumulan cantidades masivas de material sedimentario o volcánico en una cuenca de subducción (*véase* Figura 8.3). Aquí, pueden alcanzarse las condiciones metamórficas de bajo grado en las capas inferiores. La presión de confinamiento y el calor geotérmico provocan la recristalización de los minerales constituyentes, y modifican la textura o la mineralogía de la roca sin deformación apreciable.

La profundidad necesaria para el metamorfismo de enterramiento varía de un lugar a otro, dependiendo principalmente del gradiente geotérmico predominante. El metamorfismo suele empezar a profundidades de alrededor de 8 km, donde las temperaturas son de unos 200 °C. No obstante, en las zonas que muestran gradientes geotérmicos grandes y donde la roca fundida se ha emplazado cerca de la superficie, como en las proximidades del Salton Sea en California y en la parte septentrional de Nueva Zelanda, las perforaciones han permitido recoger minerales metamórficos de una profundidad de solo unos pocos km.

Las rocas y los sedimentos pueden transportarse también a grandes profundidades a lo largo de límites convergentes donde la litosfera oceánica está siendo subducida. Este fenómeno, denominado **metamorfismo de zona de subducción**, difiere del metamorfismo de enterramiento en que los esfuerzos diferenciales desempeñan un papel importante en la deformación de la roca a medida que se va metamorfizando. Además, las rocas metamórficas que se forman a lo largo de las zonas de subducción suelen experimentar ulterior metamorfismo por la colisión de dos bloques continentales. En la sección titulada «Interpretación de los ambientes metamórficos» de este capítulo se comenta este proceso.

Metamorfismo regional

La mayoría de las rocas metamórficas se produce por **metamorfismo regional** durante la formación de las montañas cuando grandes segmentos de la corteza terrestre se deforman intensamente a lo largo de los bordes de placa convergentes (Figura 8.24). Esta actividad suele tener lugar durante las colisiones continentales. Los sedimentos y las rocas de la corteza que forman los márgenes de los bloques continentales en colisión se pliegan y se fracturan, haciendo que se acorten y engrosen como una alfombra arrugada (Figura 8.24). Las colisiones continentales también afectan a las rocas cristalinas del basamento continental, así como a fragmentos de la corteza oceánica que antes constituían el fondo de la cuenca oceánica que interviene.

El engrosamiento general de la corteza que se produce durante la formación de las montañas se traduce en un ascenso ligero en el que las rocas deformadas se elevan por encima del nivel del mar. El engrosamiento de la corteza tiene como consecuencia también el enterramiento profundo de grandes cantidades de roca, ya que los bloques de corteza se colocan unos debajo de otros. En profundidad, en las raíces de las montañas, las temperaturas elevadas provocadas por el enterramiento profundo son las responsables de la actividad metamórfica más productiva e intensa en el interior de un cinturón montañoso. A menudo, estas rocas enterradas en las profundidades se calientan hasta el punto de fusión. Como consecuencia, el magma se reúne hasta formar cuerpos suficientemente grandes como para ascender e intruir en las rocas metamórficas y sedimentarias suprayacentes (Figura 8.24). Por consiguiente, los núcleos de muchas cordilleras montañosas están formados por rocas metamórficas plegadas y fracturadas, a menudo, entrelazadas con los cuerpos ígneos. Con el tiempo, esas masas rocosas deformadas son elevadas, la erosión elimina el material suprayacente para dejar expuestas las rocas ígneas y metamórficas que comprenden el núcleo central de la cordillera montañosa.

Otros ambientes metamórficos

Los otros tipos de metamorfismo, que generan cantidades relativamente pequeñas de rocas metamórficas, tienden a estar localizados.

Metamorfismo en zonas de falla

Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas (Figura 8.25A). El resultado es una roca poco consistente denominada *brecha de falla* que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados (Figura 8.25A). Los desplazamientos a lo largo de la falla de San Andrés, California, han creado una zona de brecha de falla y de

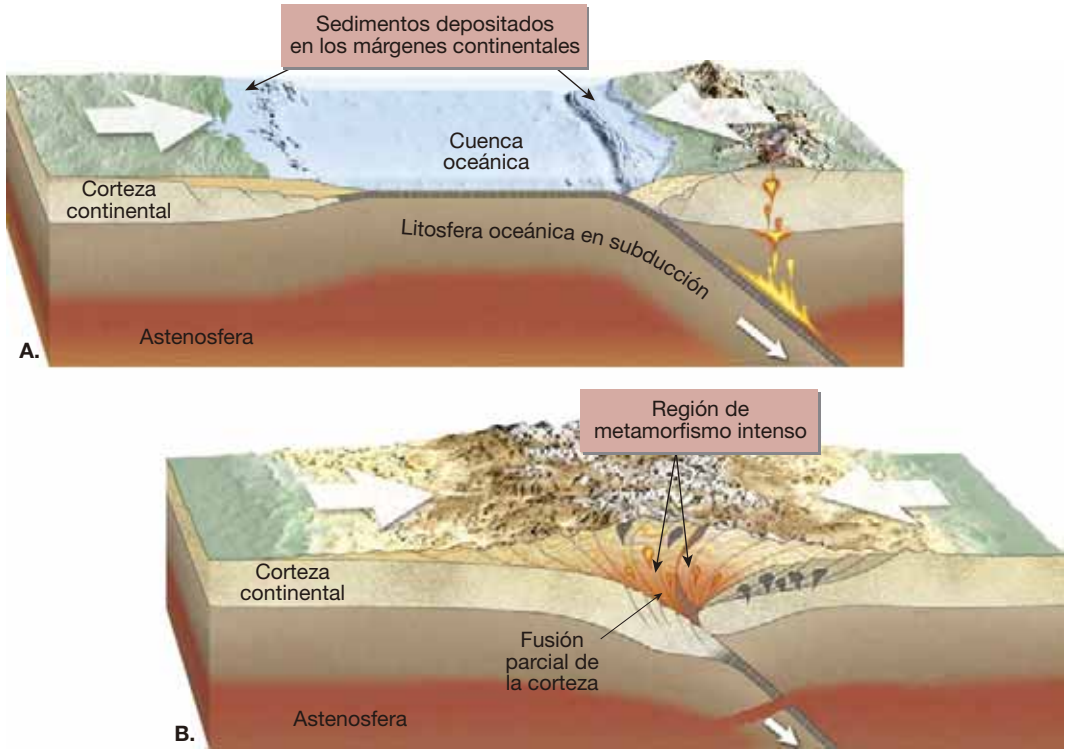


FIGURA 8.24. El metamorfismo regional se produce cuando las rocas son comprimidas entre dos placas convergentes durante la formación de montañas.

otros tipos de roca relacionados de más de 1.000 km de longitud y con una anchura de hasta 3 km.

En algunas zonas de falla poco profundas, también se produce un material suave, no cementado, parecido a la arcilla denominado *harina de falla.* La harina de falla se forma por el triturado y la pulverización del material rocoso durante el movimiento de la falla. El material triturado resultante experimenta una alteración ulterior por el agua subterránea que se infiltra a través de la zona porosa de la falla.

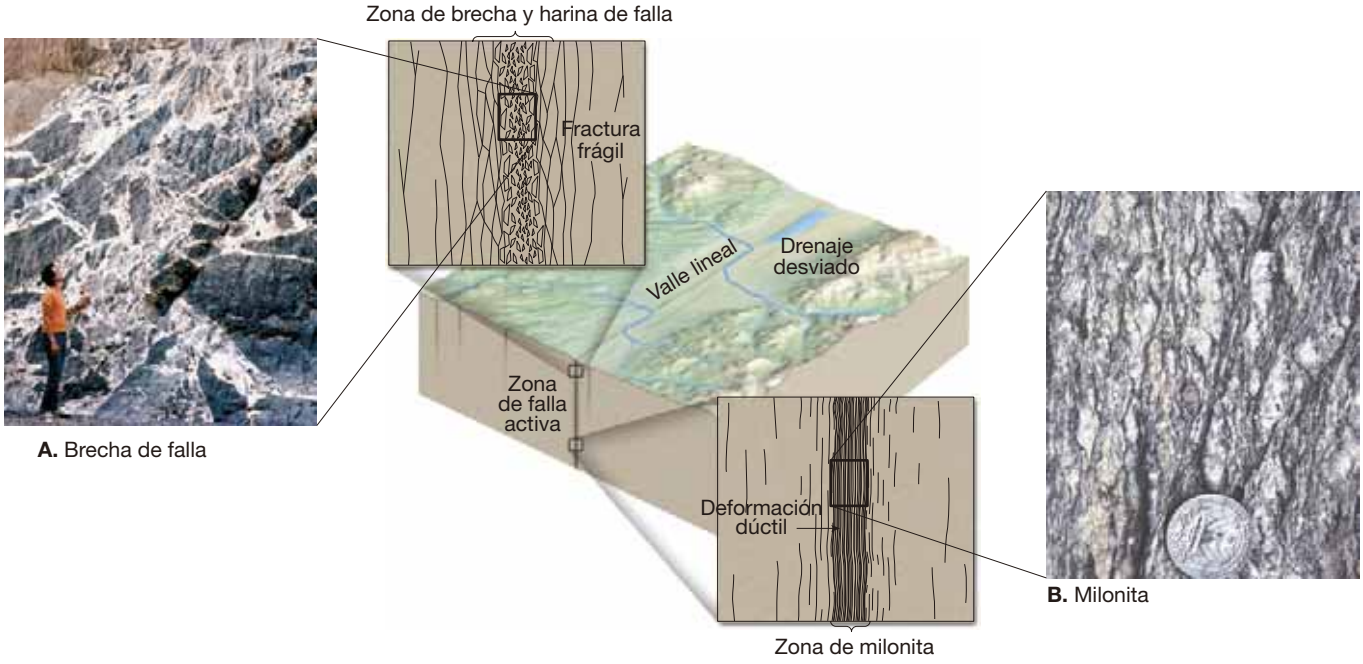


FIGURA 8.25. Metamorfismo en una zona de falla (Foto **A** de A.P. Trujillo, Foto **B** de Ann Bykerk-Kauffman).

Gran parte de esa intensa deformación asociada con las zonas de falla se produce a grandes profundidades y, por tanto, a temperaturas elevadas. En ese ambiente, los minerales preexistentes se deforman dúctilmente (Figura 8.25B). Conforme las grandes capas de roca su mueven en direcciones opuestas, los minerales de la zona de falla tienden a formar granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado o alineado. Las rocas que se forman en estas zonas de deformación dúctil intensa se denominan *milonitas* (*mylo* = molino; *ite* = piedra).

Metamorfismo de impacto

El **metamorfismo de impacto** (o **de choque**) se produce cuando unos proyectiles de gran velocidad llamados *meteoritos* (fragmentos de cometas o asteroides) golpean la superficie terrestre. Tras el impacto, la energía del meteorito de movimiento rápido se transforma en energía térmica y ondas de choque que atraviesan las rocas de alrededor. El resultado es una roca pulverizada, fracturada y a veces fundida.

Los productos de estos impactos son mezclas de roca fragmentada y fundida más expulsiones ricas en vidrio parecidas a las bombas volcánicas (*véase* Recuadro 8.1). En algunos casos, se encuentran una forma muy densa de cuarzo (*coesita*) y *diamantes* minúsculos. Estos minerales de alta presión proporcionan pruebas convincentes de que han debido alcanzarse, al menos brevemente, en la superficie de la Tierra, presiones y temperaturas al menos tan elevadas como las existentes en el manto superior.

ZONAS DE METAMORFISMO

En las zonas afectadas por metamorfismo, suelen existir variaciones sistemáticas en la mineralogía y la textura de las rocas que pueden observarse al atravesar la región. Estas diferencias tienen una clara relación con las variaciones en el grado de metamorfismo experimentado en cada zona metamórfica.

Variaciones de textura

Cuando empezamos con una roca sedimentaria rica en arcillas como la lutita, un aumento gradual de la intensidad metamórfica va acompañado de un crecimiento general del tamaño de la partícula. Por tanto, observamos la lutita que se transforma en pizarra de grano fino, que a su vez forma filita y, a través de la recristalización continua, genera un esquisto de grano grueso (Figura 8.26). Bajo condiciones más intensas, puede desarrollarse una textura gnéisica que exhibe capas de minerales oscuros y claros. Esta transición sistemática de las texturas metamórficas puede observarse al aproximarnos a los Apalaches desde occidente. Las capas de lutita que antes se extendían por encima de zonas extensas del este de Estados

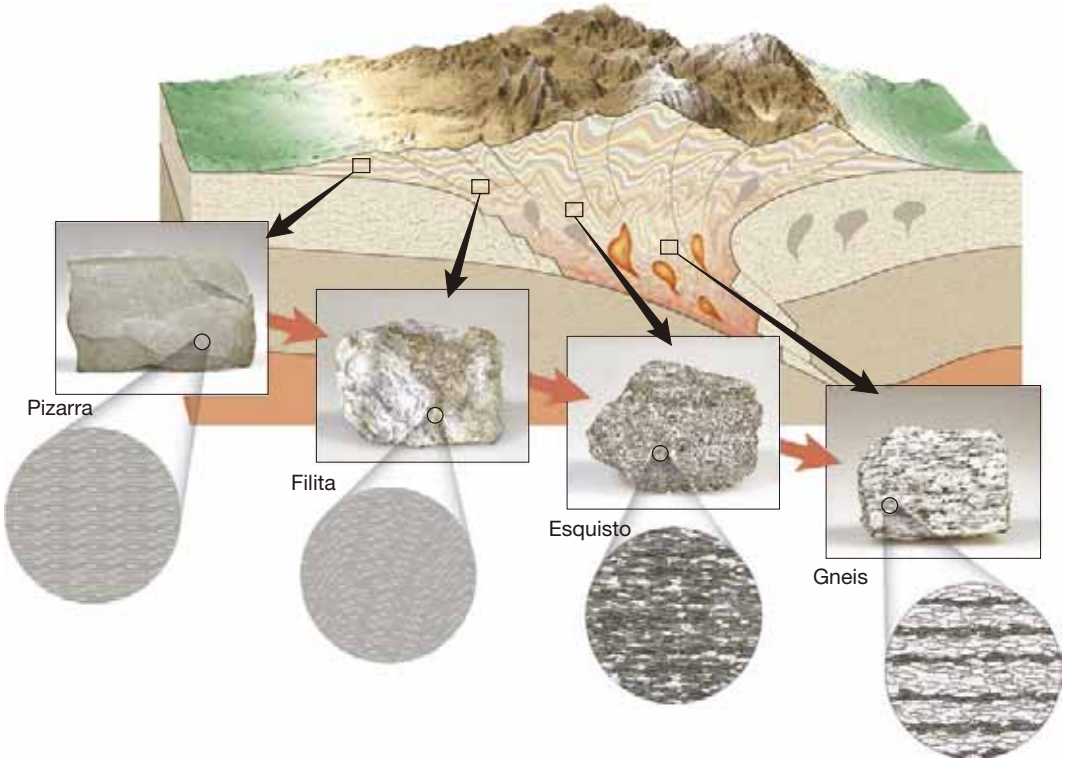


FIGURA 8.26. Ilustración idealizada del metamorfismo regional progresivo. De izquierda a derecha, pasamos de un metamorfismo de grado bajo (pizarra) a un metamorfismo de grado alto (gneis) (Fotos de E. J. Tarbuck).

ENTENDER LA TIERRA

El metamorfismo de impacto y las tectitas

RECUADRO 8.1

Sabemos ahora que los cometas y los asteroides han colisionado con la Tierra con mucha más frecuencia de lo que se había supuesto. Las pruebas: hasta la actualidad se han identificado más de 100 estructuras de impactos gigantes. Anteriormente se creía que muchas de estas estructuras eran el resultado de algún proceso volcánico mal comprendido. La mayoría de estructuras de impactos, como Manicouagan en Québec, son tan antiguas y están tan meteorizadas que ya no parecen un cráter de impacto. Una excepción notable es el cráter Meteor, en Arizona, que parece reciente (Figura 8.A).

Una señal de los cráteres de impacto es el *metamorfismo de impacto.* Cuando los proyectiles de gran velocidad (cometas, asteroides) impactan contra la superficie de la Tierra, las presiones alcanzan millones de atmósferas y las temperaturas superan transitoriamente los 2.000 C. El resultado es la roca pulverizada, triturada y fundida. Cuando los cráteres de impacto son relativamente recientes, el material expulsado fundido por el impacto y los fragmentos rocosos rodean el punto de impacto. Aunque la mayor parte del material se deposita cerca de su origen, algunos materiales expulsados pueden recorrer grandes distancias. Un ejemplo son las *tectitas*, esferas de vidrio rico en sílice, algunas de las cuales han sido moldeadas aerodinámicamente como lágrimas durante el vuelo (Figura 8.B). La mayoría de tectitas no miden más de unos pocos centímetros de diámetro y son de color negro azabache a verde oscuro o amarillentos. En Australia, millones de tectitas cubren una zona siete veces mayor que Texas. Se han identificado varios agrupamientos de tectitas de este tipo en todo el mundo, uno de los cuales abarca casi la mitad del perímetro del globo.

No se han observado caídas de tectitas, de modo que no se conoce con certeza su origen. Dado que el contenido en sílice de las tectitas es mucho más elevado que el del vidrio volcánico (obsidiana), es improbable que tengan un origen volcánico. La mayoría de investigadores coincide en que las tectitas son el resultado de los impactos de grandes proyectiles.

Según una hipótesis, las tectitas tienen un origen extraterrestre. Los asteroides pueden haber golpeado la Luna con tal fuerza que los materiales expulsados «salpicaron» con la fuerza suficiente como para escapar de la gravedad de la Luna. Otros argumentan que las tectitas son terrestres, pero puede objetarse que algunos agrupamientos, como el de Australia, no tienen un cráter de impacto identificable. Sin embargo, el objeto que produjo las tectitas australianas pudo haber golpeado la plataforma continental, dejando el cráter resultante fuera de la vista, por debajo del nivel del mar. Las pruebas que respaldan el origen terrestre son la caída de tectitas en el oeste de África que parecen ser de la misma edad que un cráter existente en la misma región.

FIGURA 8.A. Cráter creado por un meteorito, localizado en el oeste de Winslow, Arizona (Foto de Michael Collier).

FIGURA 8.B. Tectitas recuperadas del altiplano Nullarbor, Australia (Foto de Brian Mason/ Institución Smithsoniana).

Unidos, todavía se presentan como estratos casi planos en Ohio. Sin embargo, en los Apalaches ampliamente plegados del centro de Pensilvania, las rocas que antes habían formado estratos planos están plegadas y exhiben una orientación preferente de granos minerales planares como muestra una pizarrosidad bien desarrollada. Cuando nos vamos desplazando más hacia el este en los Apalaches cristalinos intensamente deformados, encontramos grandes afloramientos de esquistos. Las zonas de metamorfismo más intenso se encuentran en Vermont y New Hampshire, donde afloran las rocas gnéisicas.

Minerales índice y grado metamórfico

Además de los cambios de textura, encontramos cambios correspondientes de mineralogía conforme nos desplazamos de las zonas de metamorfismo de bajo grado a las de metamorfismo de alto grado. Una transición idealizada en la mineralogía que se produce como consecuencia del metamorfismo regional de lutitas se muestra en la Figura 8.27. El primer mineral nuevo que se forma a medida que la lutita se transforma en pizarra es la clorita. A temperaturas más elevadas empiezan a dominar las partículas de moscovita y biotita. Bajo condiciones más extremas, las rocas metamórficas pueden contener granate y cristales de estaurolita. A temperaturas próximas a las del punto de fusión de la roca, se forma sillimanita. Esta última es un mineral metamórfico de temperatura elevada utilizado para fabricar porcelanas refractarias como las utilizadas en las bujías.

A través del estudio de las rocas metamórficas en sus ambientes naturales (llamado *estudio de campo*) y a través de estudios experimentales, los investigadores han descubierto que ciertos minerales, como los mostrados en la Figura 8.27, son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice**, los geólogos distinguen entre diferentes zonas de metamorfismo regional. Por ejemplo, la clorita empieza a formarse cuando las temperaturas son relativamente bajas, menos de 200 °C (Figura 8.28). Por tanto, las rocas que contienen clorita (normalmente las pizarras) son conocidas como rocas de *bajo grado*. Por el contrario, la sillimanita se forma solo en ambientes muy extremos donde la temperatura supera los 600 °C y las rocas que la contienen son consideradas de *alto grado*. Cartografiando las zonas donde están los minerales índice, los geólogos cartografían de hecho zonas de grado variable de metamorfismo. *Grado* es un término utilizado en un sentido relativo para referirse a las condiciones de temperatura (o a veces de presión) a las que ha estado sometida la roca.

Migmatitas

En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de más alto grado experimentan cambios. Por ejemplo, las rocas gnéisicas pueden calentarse lo suficiente como para provocar el inicio de la fusión. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, los diferentes minerales se funden a temperaturas diferentes. Los silicatos de color claro, normalmente el cuarzo y el feldespato potásico, tienen las temperaturas de fusión más bajas y empiezan a fundirse primero, mientras

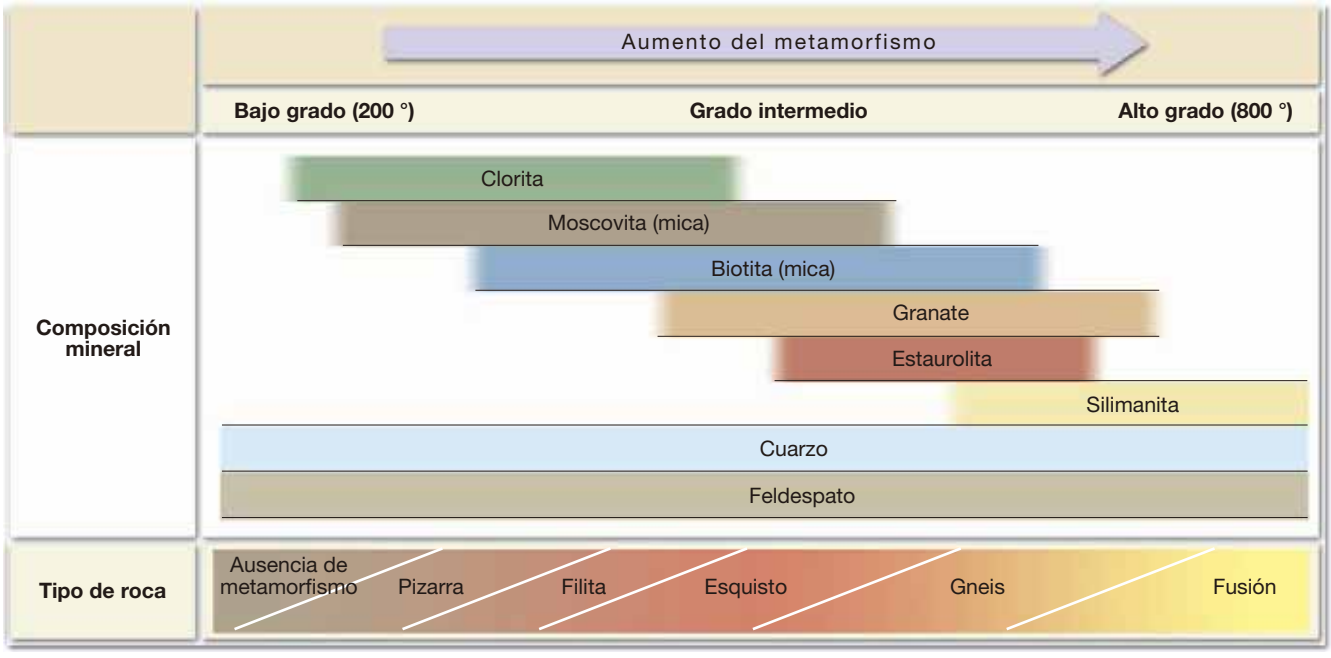


FIGURA 8.27. La transición típica en la mineralogía que se produce por metamorfismo progresivo de la lutita.

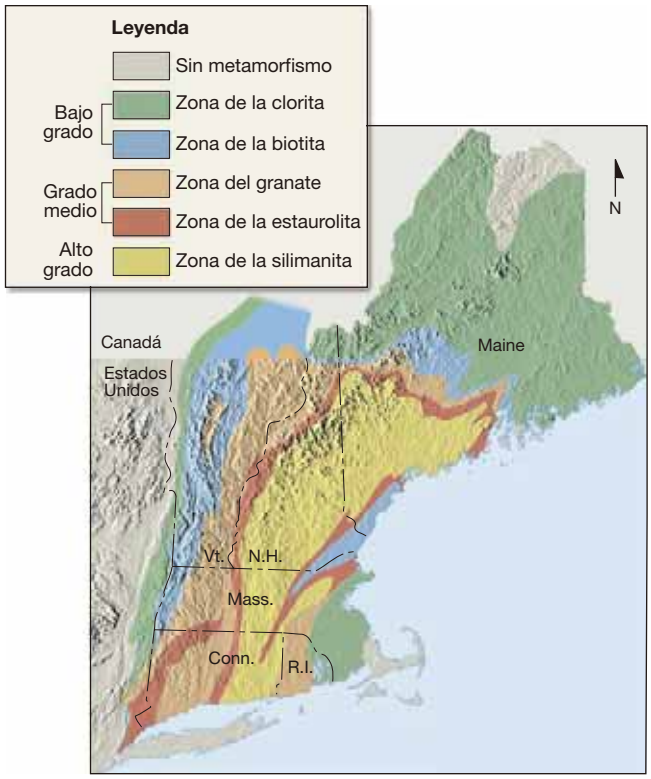


FIGURA 8.28. Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra.

FIGURA 8.29. Migmatita. Las capas más claras son roca ígnea compuesta de cuarzo y feldespato, mientras que las más oscuras tienen origen metamórfico (Foto de Stephen Trimble).

que los silicatos máficos, como el anfíbol y la biotita, se mantienen sólidos. Cuando esta roca parcialmente fundida se enfría, las bandas claras constarán de componentes ígneos o de aspecto ígneo, mientras que las bandas oscuras consistirán en material metamórfico no fundido. Las rocas de este tipo se denominan **migmatitas** (*migma* = mezcla; *ite* = piedra). Las bandas claras de las migmatitas suelen formar pliegues tortuosos y pueden contener inclusiones tabulares de los componentes oscuros. Las migmatitas sirven para ilustrar el hecho de que algunas rocas son transicionales y no pertenecen claramente a ninguno de los tres grupos básicos de rocas.

INTERPRETACIÓN DE LOS AMBIENTES METAMÓRFICOS

Hace aproximadamente un siglo, los geólogos se dieron cuenta de que podían utilizarse grupos de minerales asociados para determinar las presiones y las temperaturas a las cuales las rocas experimentan metamorfismo (*véase* Recuadro 8.2). El descubrimiento llevó al geólogo finlandés Pennti Eskola a proponer el concepto de facies metamórfica. En términos sencillos, las rocas metamórficas que contienen la misma asociación de minerales pertenecen a la misma **facies metamórfica**, lo que significa que se formaron en ambientes metamórficos muy similares. El concepto de facies metamórfica es análogo a utilizar un grupo de plantas para definir las zonas climáticas: las regiones que experimentan condiciones similares de precipitación de temperatura exhiben plantas similares. Por ejemplo, los bosques de abetos, alerces y abedules identifican las zonas climáticas subártica o de la taiga.

Hay varias facies metamórficas comunes, que se muestran en la Figura 8.30 y son: las *facies corneanas, zeolíticas, de esquistos verdes, anfibiolítica, granulitas, de esquistos azules* y *eclogitas*. El nombre de cada facies se basa en los minerales que la definen. Por ejemplo, las rocas de la facies anfibiolítica se caracterizan por el mineral hornblenda (un anfíbol común); y las facies de esquistos verdes consisten en esquistos en los cuales predominan los minerales verdes clorita, epidota y serpentina. Similares grupos de minerales se encuentran en rocas de todas las edades y en todas las partes del mundo. Por tanto, el concepto de facies metamórfica es útil para la interpretación de la historia de la Tierra. Las rocas que pertenecen a la misma facies metamórfica se formaron todas bajo las mismas condiciones de temperatura y de presión, y por consiguiente, en ambientes tectónicos similares, con independencia de su ubicación o edad.

Debe observarse que el nombre de cada facies metamórfica se refiere a una roca metamórfica derivada de manera específica de un progenitor basáltico. Esto es así porque Pennti Eskola se concentró en el

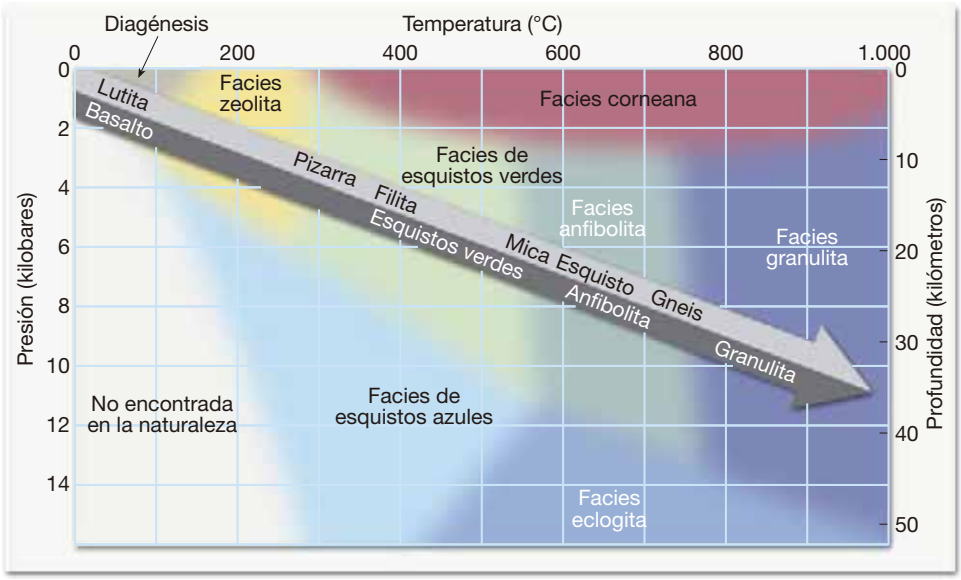


FIGURA 8.30. Facies metamórfica y condiciones de temperatura y presión correspondientes. Nótese las rocas metamórficas equivalentes producidas mediante metamorfismo regional de los protolitos basalto y lutita.

metamorfismo de los basaltos, y se mantiene su terminología básica, aunque ahora ligeramente modificada. Los nombres de las facies de Eskola sirven a modo de cómodas etiquetas para una combinación concreta de temperaturas y depresiones al margen de la composición mineral. En otras palabras, aun cuando una roca madre no basáltica produzca minerales índice diferentes bajo un conjunto determinado de condiciones metamórficas, se utilizan los nombres de las facies mostrados en la Figura 8.30 para indicar los intervalos de temperatura y de presión soportados por la roca metamórfica.

En la Figura 8.31 se muestra cómo el concepto de facies encaja en el contexto de la tectónica de placas. Cerca de las fosas oceánicas profundas, placas de litosfera oceánica relativamente fría subducen. A medida que la litosfera desciende, los sedimentos y las rocas de la corteza van siendo sometidas a temperaturas y presiones constantemente crecientes (Figura 8.31). Sin embargo, la temperatura de la placa descendente permanece más fría

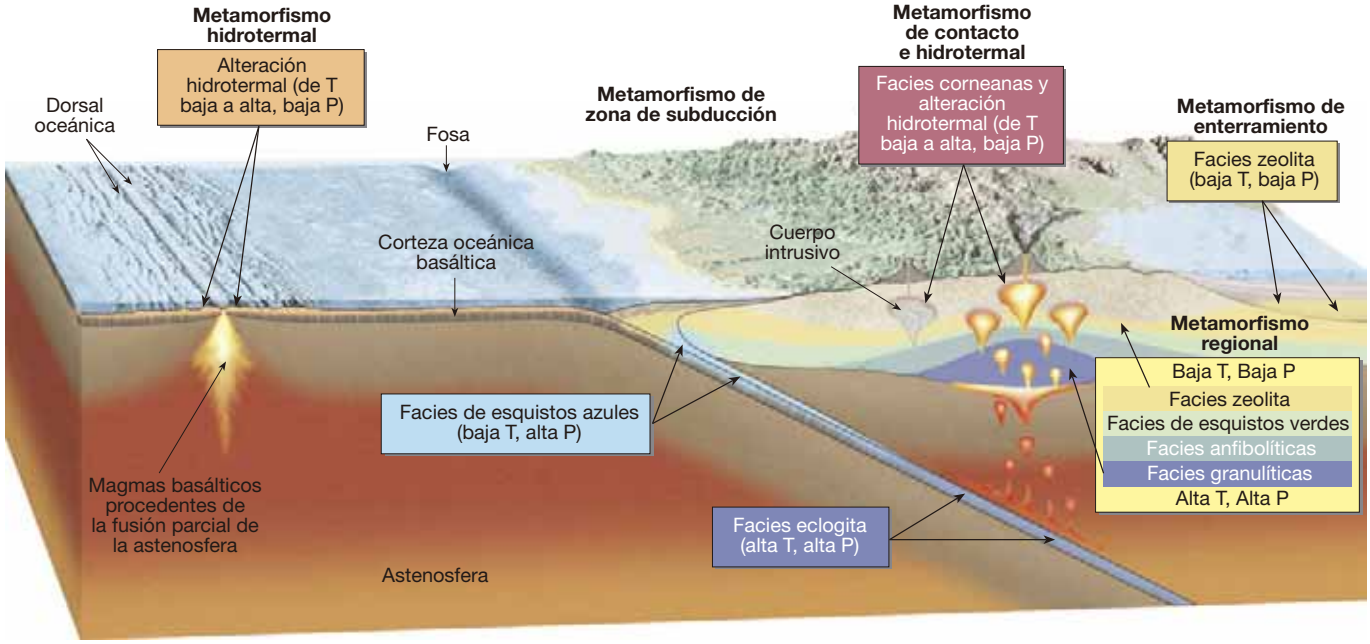


FIGURA 8.31. Asociación de las facies metamórficas con los entornos de la tectónica de placas.

ENTENDER LA TIERRA

Estabilidad mineral

RECUADRO 8.2

En la mayoría de los ambientes tectónicos, como a lo largo de las zonas de subducción, las rocas experimentan un aumento simultáneo de presión y temperatura. Un aumento de la presión hace que los minerales se contraigan, lo que favorece la formación de minerales de alta densidad. Sin embargo, un aumento de la temperatura provoca su expansión, de modo que las fases minerales que ocupan el mayor volumen (las menos densas) tienden a ser más estables a temperaturas elevadas. Por tanto, la determinación de las condiciones de temperatura y presión a las cuales un mineral es estable (no cambia) no es tarea fácil. Para ayudar en esta empresa, los investigadores han vuelto al laboratorio. Aquí, materiales de diversa composición se calientan y se colocan bajo presiones que se aproximan a las condiciones reinantes a diversas profundidades del interior de la Tierra. A partir de esos experimentos, podemos determinar qué minerales es probable que se formen en diversos ambientes metamórficos.

Resulta que algunos minerales, por ejemplo el cuarzo, son estables a lo largo de una amplia variedad de ambientes metamórficos. Por fortuna, otros grupos de minerales proporcionan estimaciones útiles de las condiciones existentes durante el metamorfismo. Uno de los más importantes de estos grupos abarcan los minerales *cianita, andalucita* y *sillimanita*. Los tres minerales tienen idénticas composiciones químicas (Al_2SiO_5), pero diferentes estructuras cristalinas, lo que los hace *polimorfos* (*véase* el Capítulo 3). En la Figura 8.C se muestra un *diagrama de fase* en el que se indica el intervalo específico de presiones y temperaturas al cual es estable cada uno de estos silicatos ricos en aluminio.

Dado que las lutitas y los esquistos de barro, que son muy comunes, contienen los elementos encontrados en esos minerales, los productos metamórficos de la lutita (pizarra, esquistos y gneis) suelen contener cantidades variables de cianita, andalucita o sillimanita. Por ejemplo, si la lutita se enterró a una profundidad de unos 35 kilómetros, donde la temperatura era de 550 C, se formaría el mineral cianita (*véase* la «X» en la Figura 8.C).

En general, la andalucita se produce por metamorfismo de contacto en ambientes próximos a la superficie donde las temperaturas son elevadas pero las presiones son relativamente bajas. La cianita se considera el polimorfo de alta presión que se forma durante la subducción y enterramiento profundo asociados con la formación de las montañas. La sillimanita, por otro lado, se forma solo a temperaturas elevadas, como consecuencia del contacto con un cuerpo magmático muy caliente o de enterramiento muy profundo. Conocer intervalos de temperaturas y presiones que experimentó una roca durante el metamorfismo proporciona a los geólogos datos valiosos necesarios para interpretar los ambientes tectónicos del pasado.

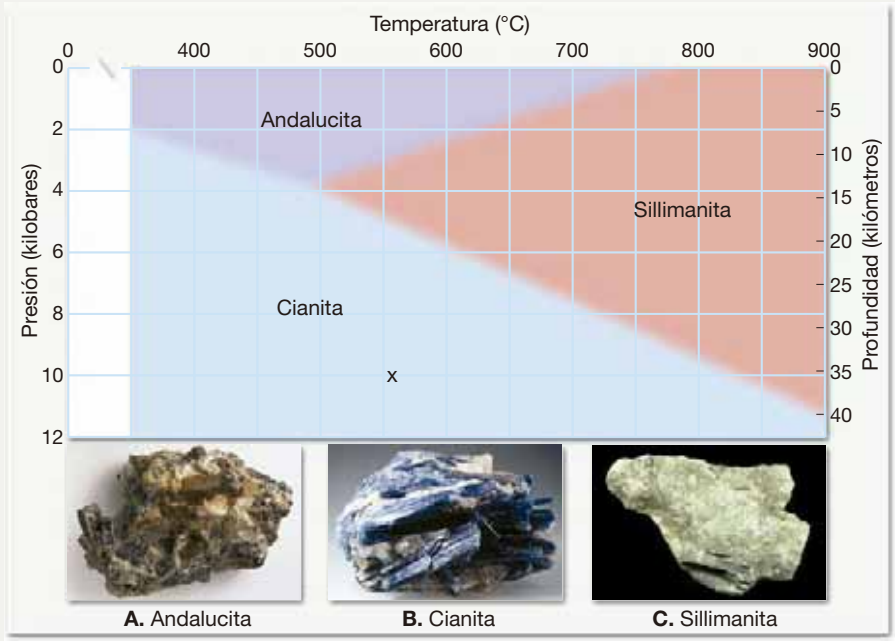


FIGURA 8.C. Diagrama de fase de las condiciones de presión y temperatura a las cuales son estables los tres minerales de Al_2SiO_5 (Fotos de **A.** Harry Taylor/Dorling Kindersley Media Library; **B.** Dennisa Tasa y **C.** Biophoto Associates/Photo Researchers, Inc.).

que la del manto circundante porque las rocas son malas conductoras del calor y, por consiguiente, se enfría lentamente. Las facies metamórficas asociadas con este tipo de ambiente de baja temperatura y alta presión se denominan *facies de esquistos azules*, debido a la presencia de la variedad azul de anfíbol glaucofana (Figura 8.32A). Las rocas de la cordillera de la costa de California pertenecen a esta facies de esquistos azules. Las rocas muy deformadas que estuvieron una vez muy profundamente enterradas han aflorado, debido a un cambio en el borde de placa. En algunas zonas, la subducción transporta las rocas a profundidades incluso mayores, produciendo las *facies eclogita*, que son diagnósticas de temperaturas y presiones muy elevadas (Figura 8.32B).

A lo largo de algunas zonas convergentes, los bloques continentales colisionan para formar extensos cinturones montañosos (*véase* Figura 8.24). Esta actividad provoca grandes zonas de metamorfismo regional que incluyen zonas de contacto, son de metamorfismo hidrotermal y metamorfismo de zona de subducción. Las crecientes temperaturas y presiones asociadas con el metamorfismo regional se recogen en la secuencia de *facies de esquistos verdes-anfibolita-granulita* que se muestran en la Figura 8.30.

A. Esquisto azul

B. Eclogita

FIGURA 8.32. Rocas producidas por metamorfismo de zona de subducción. **A.** Esquisto azul, que representa condiciones de baja temperatura, alta presión (nótese el anfíbol azul denominado glaucofana). **B.** Eclogita, que representa condiciones de alta temperatura, alta presión del manto. Nótense los granos rosas del granate y los granos verdes del piroxeno (Fotos de C. Tsujita).

CAPÍTULO 8 Metamorfismo y rocas metamórficas

RESUMEN

- El *metamorfismo* es la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas metamórficas* se forman a partir de rocas preexistentes (ya sean rocas ígneas, sedimentarias u otras rocas metamórficas) que han sido alteradas por los agentes del metamorfismo, entre los que se cuentan el *calor,* la *presión* y los *fluidos químicamente activos.* Durante el metamorfismo, el material permanece esencialmente sólido. Los cambios que se producen en las rocas son texturales, así como mineralógicos.
- La composición mineral de la roca madre determina, en gran medida, el grado al que cada agente metamórfico provocará cambios. El calor es el agente más importante porque proporciona la energía que impulsa las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales. La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad. Cuando están sometidos a la *presión de confinamiento,* los minerales pueden recristalizar en formas más compactas. Durante la formación de montañas, las rocas están sometidas al *esfuerzo diferencial,* que tiende a acortarlas en la dirección de aplicación de la presión y a alargarlas en dirección perpendicular a esa fuerza. En la profundidad, las rocas son calientes y *dúctiles,* lo cual explica su capacidad de deformarse y fluir cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. Los fluidos químicamente activos, casi siempre agua que contiene iones en disolución, también intensifican el proceso metamórfico disolviendo minerales y contribuyendo a la migración y la precipitación de este material en otros lugares.
- *El grado de metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas metamórficas.* Durante el metamorfismo regional, las rocas suelen mostrar una *orientación preferente* denominada *foliación* en la que se alinear sus minerales planares y alargados. La foliación se desarrolla conforme los minerales planares y alargados rotan en una alineación paralela, recristalizan y forman nuevos granos que exhiben una orientación preferente o se deforman plásticamente y se convierten en partículas aplanadas con una alineación planar. La *pizarrosidad* es un tipo de foliación en el que las rocas se separan limpiamente en capas delgadas a lo largo de superficies en las que se alinean los minerales planares. La *esquistosidad* es un tipo de foliación definido por el alineamiento paralelo de los minerales planares de grano medio a grueso. Durante el metamorfismo de alto grado, las migraciones iónicas pueden hacer que los minerales se segreguen en capas o bandas diferenciadas. Las rocas metamórficas con una textura bandeada se llaman *gneises.* Las rocas metamórficas compuestas por un solo mineral que forma cristales equidimensionales suelen tener un aspecto *no foliado.* El *mármol* (caliza metamorfizada) suele ser no foliado. Además, el metamorfismo puede inducir la transformación de minerales de baja temperatura en

minerales de alta temperatura y, a través de la introducción de iones de las *soluciones hidrotermales*, generar nuevos minerales, algunos de los cuales forman menas metálicas importantes desde el punto de vista económico.

- Las rocas metamórficas foliadas comunes son las *pizarras*, las *filitas*, varios tipos de *esquistos* (por ejemplo los micaesquistos granatíferos) y los *gneises*. Las rocas no foliadas son el *mármol* (roca madre: caliza) y la *cuarcita* (casi siempre formada a partir de areniscas ricas en cuarzo).
- Los cuatro ambientes geológicos en los cuales se produce normalmente el metamorfismo son: (1) *metamorfismo de contacto* o *térmico;* (2) *metamorfismo hidrotermal;* (3) *metamorfismo de enterramiento y de zona de subducción* y (4) *metamorfismo regional*. El metamorfismo de contacto se produce cuando las rocas están en contacto con un cuerpo ígneo, lo cual se traduce en la formación de zonas de alteración alrededor del magma llamadas *aureolas*. La mayoría de rocas metamórficas de contacto son rocas de grano fino, densas y duras de composiciones químicas diversas. Dado que la presión dirigida no es un factor importante, en general estas rocas no son foliadas. El metamorfismo hidrotermal se produce cuando los fluidos calientes y ricos en iones circulan a través de la roca y causan alteraciones químicas de los minerales constituyentes. La mayor parte de la alteración hidrotermal ocurre a lo largo del sistema de dorsales centro oceánicas donde el agua marina migra a través de la corteza oceánica caliente y altera químicamente las rocas basálticas recién formadas. Los iones metálicos que son arrancados de la corteza acaban transportándose al fondo del océano, donde precipitan a partir de las fumarolas negras (*black smokers*) y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales pueden ser importantes desde un punto de vista económico. El metamorfismo regional tiene lugar a profundidades considerables sobre una zona extensa y está asociado con el proceso de formación de montañas. Suele haber una gradación del grado de cambio en asociación con el metamorfismo regional, en el que la intensidad del metamorfismo (de grado bajo a alto) se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas. En los ambientes metamórficos más extremos, las rocas llamadas *migmatitas* se encuentran en una zona de transición *en algún lugar entre* las rocas ígneas «verdaderas» y las rocas metamórficas «verdaderas».

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

aureola, 277
bandeado gnéisico, 272
clinaje, 270
disolución hidrotermal, 278
escudo, 263
esfuerzo diferencial, 267
esquistosidad, 271
facies metamórfica, 285
foliación, 269
metamorfismo, 264
metamorfismo de contacto, 277
metamorfismo de enterramiento, 280
metamorfismo de impacto, 282
metamorfismo de zona de subducción, 280
metamorfismo hidrotermal, 278
metamorfismo regional, 280
metamorfismo térmico, 277
metasomatismo, 268
migmatita, 285
mineral índice, 284
pizarrosidad, 270
presión de confinamiento, 267
protolito, 264
roca madre, 286
textura, 269
textura no foliada, 272
textura porfidoblástica, 273

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué es el metamorfismo? ¿Cuáles son los agentes que transforman las rocas?
2. ¿Por qué se considera el calor el agente más importante del metamorfismo?
3. ¿En qué se diferencia la presión de confinamiento del esfuerzo diferencial?
4. ¿Qué papel representan los fluidos químicamente activos en el metamorfismo?
5. ¿De qué dos maneras puede una roca madre afectar el proceso metamórfico?
6. ¿Qué es la foliación? Distinga entre *pizarrosidad, esquistosidad* y texturas *gnéisicas*.
7. Describa brevemente los tres mecanismos por los que los minerales desarrollan una orientación preferente.
8. Enumere algunos cambios que pueden ocurrirle a una roca en respuesta a los procesos metamórficos.
9. Las pizarras y las filitas se parecen entre sí. ¿Cómo podría distinguir una de otra?
10. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca metamórfica concreta. Para cada una de ellas, nombre la roca metamórfica que se está describiendo.

a) Rica en calcita y a menudo no foliada.
b) Roca con poca cohesión compuesta por fragmentos rotos que se formaron a lo largo de una zona de falla.
c) Representa un grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto.
d) De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
e) Foliada y compuesta predominantemente por minerales de orientación planar.
f) Compuesta por bandas alternas de silicatos claros y oscuros.
g) Roca dura, no foliada que se produce por metamorfismo de contacto.

11. Distinga entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional. ¿Cuál crea la mayor cantidad de rocas metamórficas?
12. ¿Dónde se produce la mayor parte del metamorfismo hidrotermal?
13. Describa el metamorfismo de enterramiento.
14. ¿Cómo utilizan los geólogos los minerales índice?
15. Describa brevemente los cambios de textura que tienen lugar en la transformación de la pizarra en filita, esquisto y luego en gneis.
16. ¿Cómo se relacionan los gneises y las migmatitas?
17. ¿Con qué tipo de límite de placa se asocia el metamorfismo regional?
18. ¿Por qué los núcleos de las principales cordilleras montañosas de la Tierra contienen rocas metamórficas?
19. Describa brevemente el ambiente tectónico que produce cada una de las siguientes facies metamórficas: corneana, de esquistos azules y granulita

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

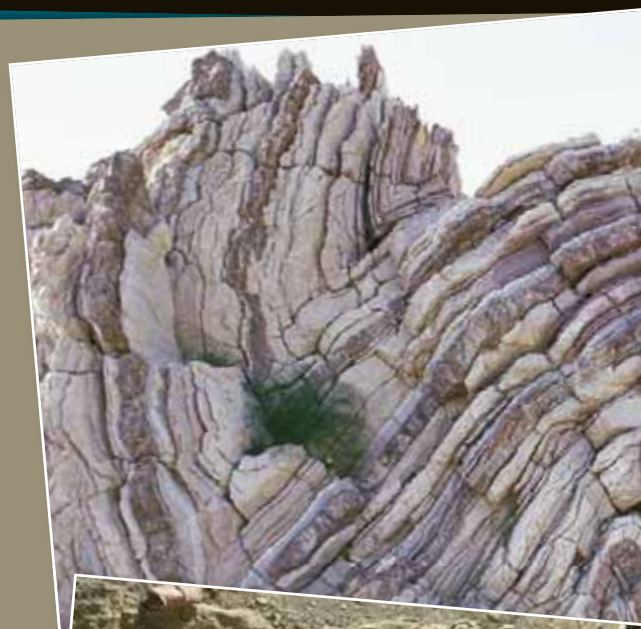
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 9

El tiempo geológico



A finales del siglo XVIII, James Hutton reconoció la inmensidad de la historia de la Tierra y la importancia del tiempo como componente de todos los procesos geológicos. En el siglo XIX, Sir Charles Lyell y otros científicos demostraron efectivamente que la Tierra había experimentado muchos episodios de formación y erosión de montañas, que debían haber precisado grandes intervalos de tiempo geológico. Aunque estos científicos pioneros comprendían que la Tierra era muy antigua, no tenían ninguna manera de descubrir su verdadera edad. ¿Tenía decenas de millones, centenares de millones o incluso miles de millones de años? Así, se desarrolló una escala de tiempo geológico que mostraba la secuencia de acontecimientos basada en principios de datación relativa. ¿Cuáles son esos principios? ¿Qué parte desempeñan los fósiles? Con el descubrimiento de la radiactividad y de las técnicas de datación radiométrica, los geólogos pueden asignar ahora con bastante precisión fechas a muchos de los acontecimientos de la historia terrestre. ¿Qué es la radiactividad? ¿Por qué es un buen «reloj» para datar el pasado geológico?

LA GEOLOGÍA NECESITA UNA ESCALA TEMPORAL

En 1869, John Wesley Powell, que luego fue director del U. S. Geological Survey, dirigió una expedición pionera que descendió el río Colorado a través del Gran Cañón (Figura 9.1). Cuando escribió sobre los estratos rocosos que habían quedado expuestos por el encajamiento del río, Powell anotó que «los cañones de esta región constituirían un Libro de Revelaciones en la Biblia de la Geología que constituyen esas rocas». Indudablemente quedó impresionado con los millones de años de historia de la Tierra expuestos a lo largo de las paredes del Gran Cañón (Figura 9.2).

Powell comprendió que las pruebas de una Tierra antigua están ocultas en sus rocas. Como las páginas en un libro de historia extenso y complicado, las rocas registran los acontecimientos geológicos y las formas de vida cambiantes del pasado. El libro, sin embargo, no está completo. Faltan muchas páginas, en especial de los primeros capítulos. Otras están desgastadas, rotas o manchadas. Sin embargo, quedan suficientes páginas para permitirnos descifrar la historia.

Interpretar la historia de la Tierra es un objetivo fundamental de la ciencia de la Geología. Como un detective actual, el geólogo debe interpretar las pistas que se encuentran conservadas en las rocas. Estudiando estas rocas, en especial las rocas sedimentarias, y los rasgos que contienen, los geólogos pueden desvelar las complejidades del pasado.

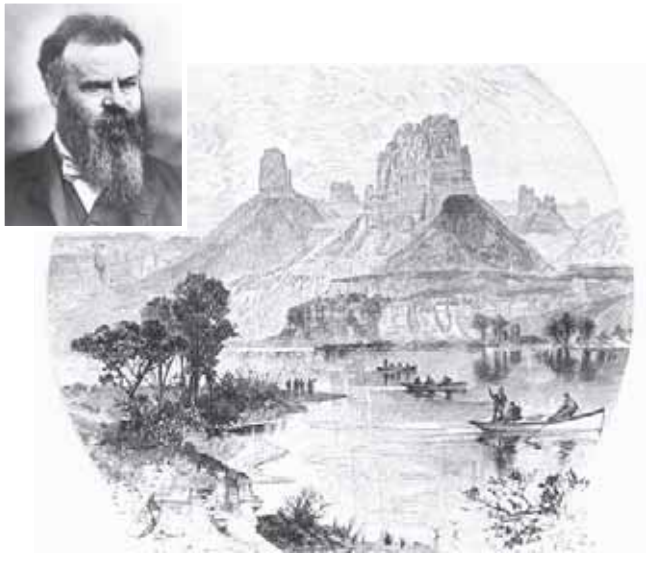


FIGURA 9.1. El comienzo de la expedición desde la estación Green River, Wyoming, se muestra en este dibujo del libro de Powell de 1875. La fotografía insertada es del Comandante John Wesley Powell, geólogo pionero y segundo director de U. S. Geological Survey (Cortesía de U. S. Geological Survey, Denver).

Los acontecimientos geológicos por sí mismos, sin embargo, tienen poco significado hasta que se sitúan en una perspectiva temporal. Estudiar la historia, ya se trate de la Guerra Civil o de la época de los dinosaurios, requiere un calendario. Entre las principales contribuciones de la Geología al conocimiento humano se cuenta la *escala de tiempo geológico* y el descubrimiento de que la historia de la Tierra es extraordinariamente larga.

DATACIÓN RELATIVA: PRINCIPIOS CLAVE

GEOLOGIC TIME
▸ Relative Dating Key Principles

Los geólogos que desarrollaron la escala de tiempo geológico revolucionaron la manera de pensar sobre el tiempo y la percepción de nuestro planeta. Descubrieron que

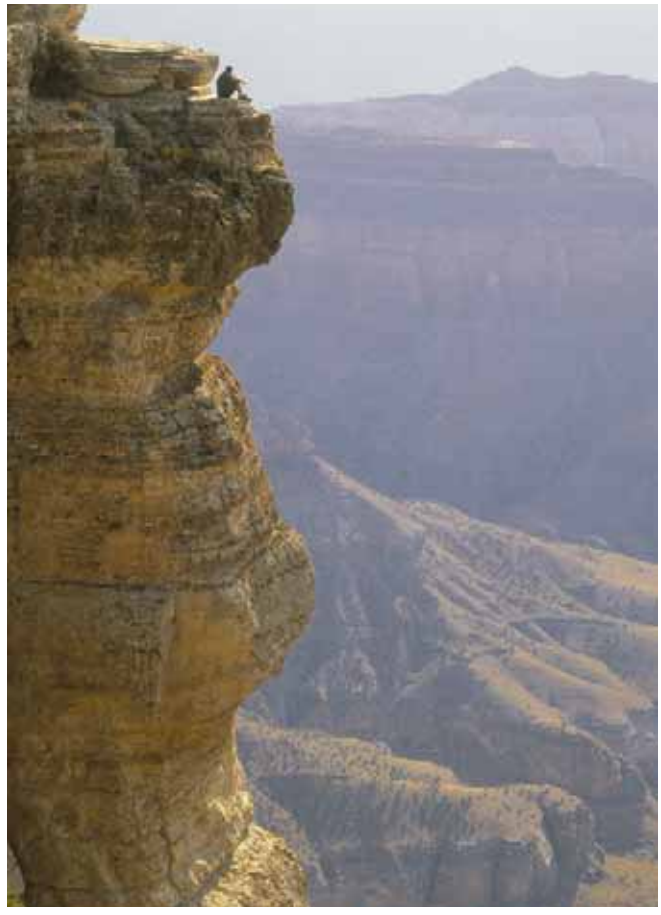


FIGURA 9.2. Este excursionista descansa sobre la Formación Kaibab, el estrato más alto del Gran Cañón. Centenares de años de historia de la Tierra están contenidos en los estratos situados por debajo. sta es una vista de Cape Royal en el bode norte del Gran Cañón (Foto de Michael Collier).

la Tierra es mucho más antigua de lo que nadie se había imaginado y que su superficie y su interior habían cambiado una y otra vez por los mismos procesos geológicos que actúan en la actualidad.

A finales del siglo XIX y principios del XX, se intentó determinar la edad de la Tierra. Aunque alguno de los métodos parecía prometedor en aquella época, ninguno de esos primeros esfuerzos demostró ser fiable. Lo que estos científicos buscaban era una **edad absoluta.** Estas fechas especifican el número real de años que han pasado desde que un acontecimiento ha ocurrido. En la actualidad, nuestro conocimiento de la radiactividad nos permite determinar con exactitud las edades numéricas de rocas que representan acontecimientos importantes en el pasado lejano de la Tierra. Estudiaremos la radiactividad más adelante en este capítulo. Antes del descubrimiento de la radiactividad, los geólogos no tenían método fiable de datación numérica y tenían que depender únicamente de la datación relativa.

La **datación relativa** significa que las rocas se colocan en su *secuencia de formación* adecuada: cuál se formó en primer lugar, en segundo, en tercero y así sucesivamente. La datación relativa no puede decirnos cuánto hace que sucedió algo, solo qué ocurrió después de un acontecimiento y antes de otro. Las técnicas de datación relativa que se desarrollaron son válidas y continúan siendo muy utilizadas todavía hoy. Los métodos de datación numérica no sustituyeron esas técnicas; simplemente las complementaron. Para establecer una escala de tiempo relativo, hubo que descubrir unos pocos principios o reglas básicos y aplicarlos. Aunque puedan parecernos obvios en la actualidad, en su época constituyeron avances importantes del pensamiento, y su descubrimiento fue un logro científico importante.

Ley de la superposición

A Nicolaus Steno, un anatomista, geólogo y clérigo danés (1638-1686), se le reconoce haber sido el primero en descubrir una secuencia de acontecimientos históricos en un afloramiento de capas de rocas sedimentarias. Trabajando en las montañas del oeste de Italia, Steno aplicó una regla muy simple que se ha convertido en el principio más básico de la datación relativa: la **ley de la superposición** (*super* = sobre; *positum* = situarse). La ley establece simplemente que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el que tiene por debajo. Aunque pueda parecer obvio que una capa rocosa no pudo depositarse sin que hubiera algo debajo para sustentarla, no fue hasta 1669 cuando Steno estableció con claridad este principio.

Esta regla se aplica también a otros materiales depositados en la superficie, como las coladas de lava y los estratos de cenizas de las erupciones volcánicas. Aplicando la ley de la superposición a los estratos expuestos en la porción superior del Gran Cañón (Figura 9.3), podemos colocar fácilmente las capas en su orden apropiado. Entre las que se muestran, las rocas sedimentarias del grupo Supai son las más antiguas, seguidas en orden por la lutita Hermit, la arenisca Coconino, la formación Toroweap y la caliza Kaibab.

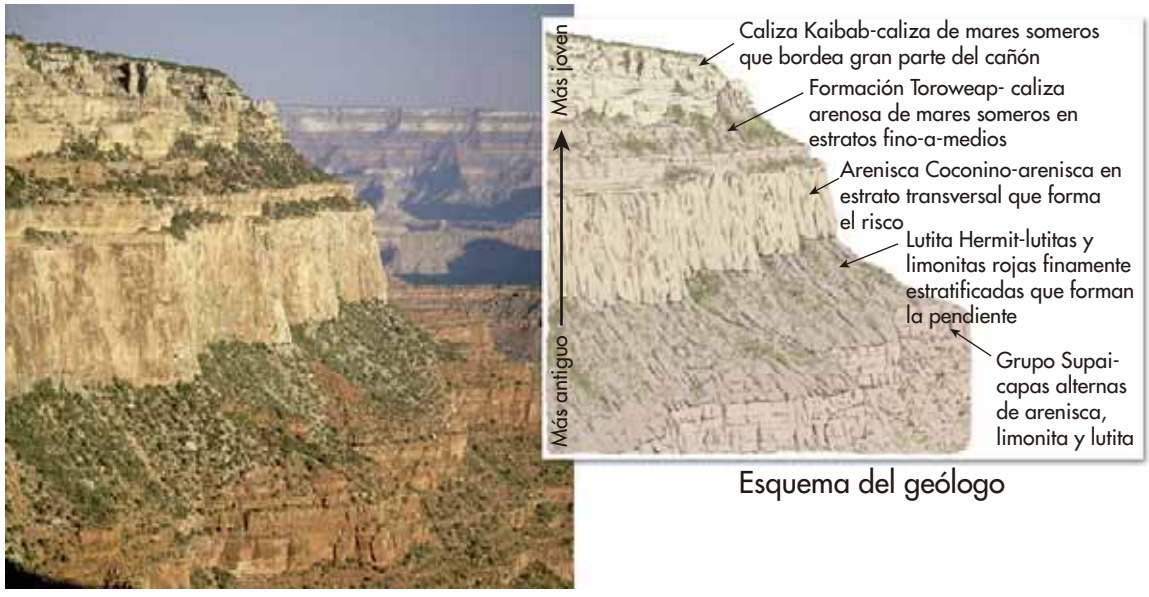


FIGURA 9.3. Aplicación de la ley de la superposición a estas capas expuestas en la parte superior del Gran Cañón; el grupo Supai es más viejo y la caliza Kaibab es más joven (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 9.4. La mayoría de las capas de sedimentos se depositan en posición casi horizontal. Por tanto, cuando vemos capas de rocas que están plegadas e inclinadas, podemos suponer que han debido de ser movidas a esta posición por acciones de la corteza *después* de ser depositadas. Estos pliegues están en Agio Pavlos en la isla mediterránea de Creta (Foto de Marco Simoni/Robert Harding).

Principio de la horizontalidad original

También Steno fue el que reconoció la importancia de otro principio básico, denominado el **principio de la horizontalidad original**. De manera sencilla, significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Por tanto, cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experimentado movimiento y que mantienen todavía su horizontalidad *original*. Eso se ilustra en las capas del Gran Cañón de las Figuras 9.2 y 9.3. Pero si están plegados o inclinados a un ángulo empinado deben de haber sido desplazados a esa posición por acciones de la corteza algún tiempo *después* de su depósito.

Principio de la intersección

Cuando una falla atraviesa otras rocas, o cuando el magma hace intrusión y cristaliza, podemos suponer que la falla o la intrusión es más joven que las rocas afectadas[1]. Por ejemplo, en la Figura 9.5, las fallas y los diques deben de haberse producido claramente después de que se depositaran los estratos sedimentarios.

Este es el **principio de intersección**. Aplicando este principio, puede verse que la falla A se produjo *después* de que se depositara el estrato de arenisca, porque «rompe» la capa. De igual manera, la falla A se produjo *antes* de que el conglomerado se sedimentara porque la capa no está fracturada.

[1] Las fallas son fracturas en la corteza junto con las cuales han tenido lugar desplazamientos apreciables. Las fallas se abordan más detenidamente en el Capítulo 10.

También podemos afirmar que el dique B y el sill asociado con él son más antiguos que el dique A, porque este último corta al sill. De la misma manera, sabemos que los batolitos fueron emplazados después de que se produjera el movimiento a lo largo de la falla B, pero antes de que se formara el dique B. Esto es así porque el batolito atraviesa la falla B mientras que el dique B corta el batolito.

Inclusiones

A veces las inclusiones pueden contribuir al proceso de datación relativa. Las **inclusiones** (*includere* = encerrar) son fragmentos de una unidad de roca que han quedado encerrados dentro de otra. El principio básico es lógico y directo. La masa de roca adyacente a la que contiene las inclusiones debe haber estado allí primero para proporcionar los fragmentos de roca. Por consiguiente, la masa de roca que contiene las inclusiones es la más joven de las dos. En la Figura 9.6 se proporciona un ejemplo. Aquí, las inclusiones de la roca ígnea intrusiva en el estrato sedimentario adyacente indican que la capa sedimentaria se depositó encima de una masa ígnea meteorizada, y no que hubiera intrusión magmática desde debajo que después cristalizó.

Discontinuidades estratigráficas

Cuando observamos estratos rocosos que se han ido depositando esencialmente sin interrupción, decimos que son **concordantes**. Zonas concretas exhiben estratos concordantes que representan ciertos lapsos de tiempo geológico. Sin embargo, ningún lugar de la Tierra tiene un conjunto completo de estratos concordantes.

A todo lo largo de la historia de la Tierra, el depósito de sedimentos se ha interrumpido una y otra vez. Todas esas rupturas en el registro litológico se denominan discontinuidades estratigráficas. Una **discontinuidad estratigráfica** representa un largo periodo durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. En cada caso, el levantamiento y la erosión fueron seguidos de subsidencia y nueva sedimentación. Las discontinuidades estratigráficas son rasgos importantes porque representan acontecimientos geológicos significativos de la historia de la Tierra. Además, su reconocimiento nos ayuda a identificar qué intervalos de tiempo no están representados por los estratos y, por tanto, no aparecen en el registro geológico.

Las rocas expuestas en el Gran Cañón del río Colorado representan un lapso enorme de historia geológica. Es un lugar maravilloso para hacer una excursión a través del tiempo. Los coloreados estratos del cañón registran una larga historia de sedimentación en una diversidad de ambientes: mares, ríos y deltas,

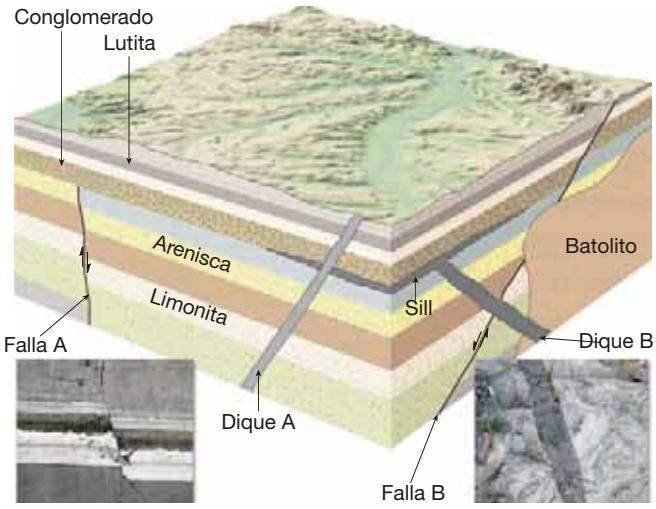


FIGURA 9.5. Las relaciones de intersección representan un principio utilizado en la datación relativa. Un cuerpo rocoso intrusivo es más joven que la roca en la que intruye. Una falla es más joven que las capas de roca que corta.

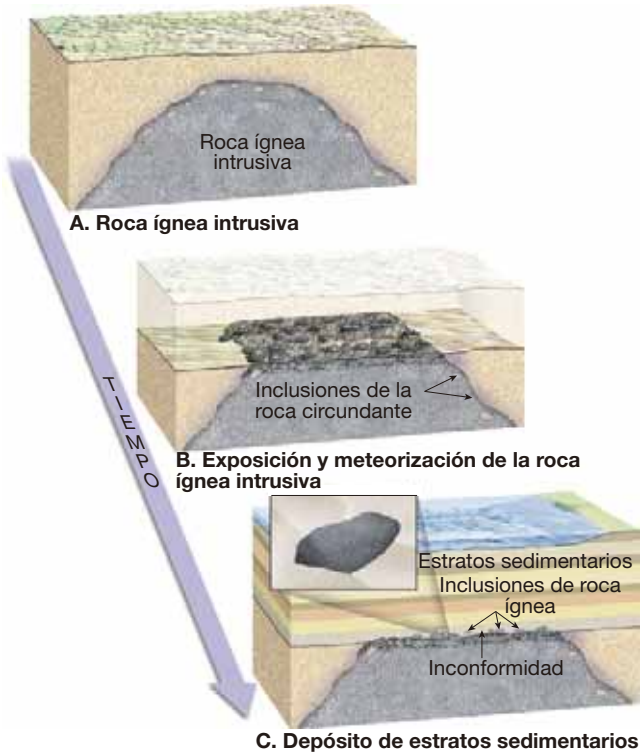


FIGURA 9.6. Estos diagramas ilustran dos maneras mediante las cuales se pueden formar las inclusiones, así como un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En el diagrama **A,** las inclusiones de la masa ígnea representan los restos no fundidos de la roca de caja circundante que se rompieron y se incorporaron en el momento en el que el magma intruía. En el diagrama **C,** la roca ígnea debe de ser más antigua que las capas sedimentarias suprayacentes porque los estratos sedimentarios contienen inclusiones de la roca ígnea. Cuando rocas ígneas intrusivas más antiguas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes, se dice que hay un tipo de discontinuidad denominada *inconformidad*. La inserción muestra una vista más de cerca de una inclusión.

llanuras mareales y dunas de arena. Pero el registro no es continuo. Las discontinuidades estratigráficas representan enormes cantidades de tiempo que no se han registrado en las capas del cañón. En la Figura 9.7 se muestra un corte geológico del Gran Cañón, que permite comprender mejor los tres tipos básicos de discontinuidades, discordancias angulares, paraconformidades e inconformidades.

Discordancia angular

Quizá la discontinuidad más fácil de reconocer es la **discordancia angular**. Consiste en rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que reposan estratos más planos y jóvenes. Una discordancia angular indica que, durante la pausa en la sedimentación, se produjo un periodo de deformación (pliegue o inclinación) y erosión.

Cuando James Hutton estudió una discordancia angular en Escocia hace más de 200 años, resultó obvio para él que representaba un episodio fundamental de actividad geológica (Figura 9.9)[2]. Hutton y sus colaboradores también apreciaron el inmenso lapso de tiempo implicado por dichas relaciones. Cuando un compañero escribió más adelante sobre su visita a este lugar afirmó que «la mente se nos aturdía mirando tan lejos en el abismo del tiempo».

A veces los alumnos preguntan...

Ha mencionado intentos antiguos de determinar la edad de la Tierra que no resultaron fiables. ¿Cómo abordaron los científicos del siglo XIX tales cálculos?

Un método que se probó varias veces implicaba la velocidad de depósito de los sedimentos. Algunos argumentaban que si podían determinar la velocidad a la que se acumula el sedimento y luego podían establecer el grosor total de la roca sedimentaria que se había depositado durante la historia de la Tierra, podrían calcular la extensión del tiempo geológico. Solo hacía falta dividir la velocidad de acumulación de los sedimentos entre el espesor total de la roca sedimentaria.

Los cálculos de la edad de la Tierra eran distintos cada vez que se probaba este método. ¡La edad de la Tierra calculada según este método oscilaba entre los 3 millones y los 1 500 millones de años! Evidentemente, este método presentaba dificultades por todas partes. ¿Puede sugerir algunas?

Paraconformidad

Cuando se las compara con las discordancias angulares, las **paraconformidades** son más comunes, pero normalmente bastante menos claras, porque los estratos situados a ambos lados son en esencia paralelos. Muchas paraconformidades son difíciles de identificar

[2] Este geólogo pionero se comenta en la sección sobre el Nacimiento de la Geología Moderna del Capítulo 1.

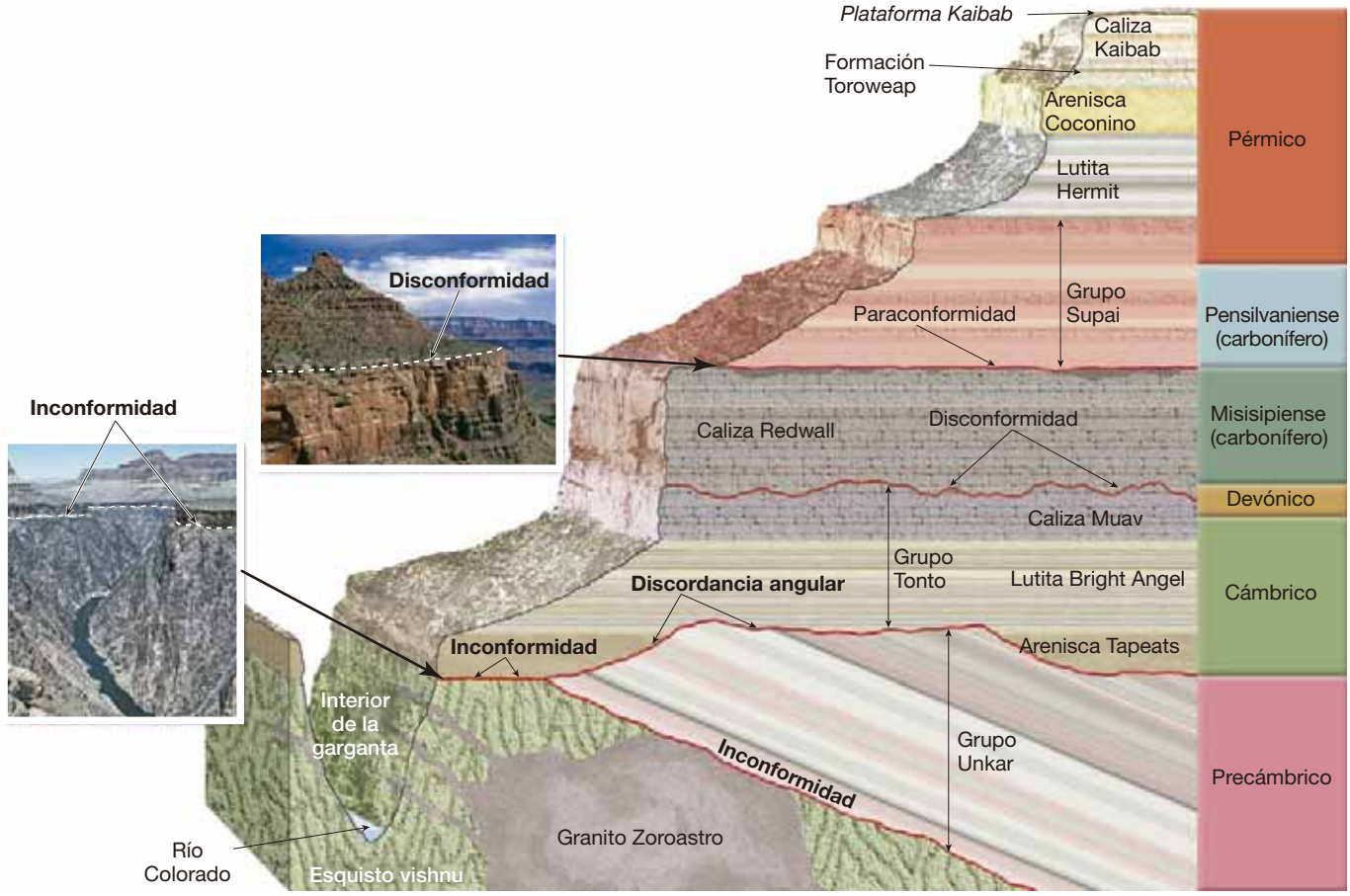


FIGURA 9.7. Este corte geológico a través del Gran cañón ilustra los tres tipos básicos de discontinuidades estratigráficas. Entre el grupo Unkar precámbrico inclinado y los estratos del Cámbrico puede verse una discordancia. Hay dos paraconformidades notables, por encima y por debajo de la caliza Redwall. Se produce una inconformidad entre las rocas ígneas y metamórficas expuestas en el interior de la garganta y los estratos sedimentarios del grupo Unkar. Se produce también una inconformidad, resaltada por un foto, entre las rocas del interior de la garganta y la arenisca Tapeats.

porque las rocas situadas por encima y por debajo son similares y hay pocas pruebas de erosión. Dicha ruptura a menudo se parece a un plano de estratificación ordinaria. Otras paraconformidades son más fáciles de identificar porque la superficie de erosión antigua corta profundamente en las rocas inferiores más antiguas (disconformidad).

Inconformidad

El tercer tipo básico de discontinuidad es la **inconformidad**. Aquí la ruptura separa rocas metamórficas o ígneas intrusivas más antiguas de los estratos sedimentarios más jóvenes (*véanse* Figuras 9.6 y 9.7). Exactamente igual que las discordancias angulares y las paraconformidades también las inconformidades implican movimientos de la corteza. Las masas ígneas intrusivas y las rocas metamórficas se originan bastante por debajo de la superficie. Por tanto, para que se desarrolle una inconformidad, debe haber un periodo de elevación y la erosión de las rocas suprayacentes. Una vez expuestas en la superficie, las rocas ígneas o metamórficas son sometidas a meteorización y erosión antes de la subsidencia y de la reanudación de la sedimentación.

Aplicación de los principios de datación relativa

Si se aplican los principios de datación relativa al corte geológico hipotético de la Figura 9.10, pueden colocarse en la secuencia adecuada las rocas y los acontecimientos que representan. La leyenda de la figura resume la lógica utilizada para interpretar el corte.

En este ejemplo, establecemos una escala de tiempo relativo para las rocas y los acontecimientos en la zona del corte. Recuerde que este método no nos permite saber cuántos años de historia terrestre están representados, pues no tenemos edades numéricas. Ni sabemos cómo comparar esta área con cualquier otra (*véase* Recuadro 9.1).

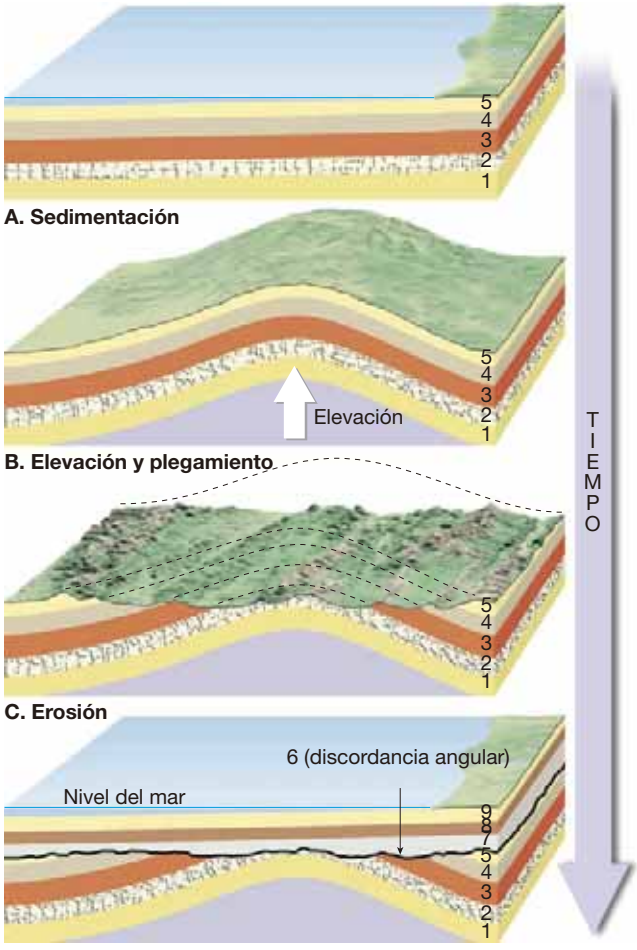


FIGURA 9.8. Formación de una discordancia angular. Una discordancia angular representa un periodo prolongado durante el cual se ha producido deformación y erosión.

CORRELACIÓN DE LAS CAPAS ROCOSAS

Para desarrollar una escala de tiempo geológico que sea aplicable a toda la Tierra, deben emparejarse rocas de edad similar localizadas en regiones diferentes. Esta tarea se conoce como **correlación**.

Dentro de un área limitada, la correlación de las rocas de una localidad con las de otra puede hacerse sencillamente caminando a lo largo de los bordes de los afloramientos. Sin embargo, esto puede no ser posible cuando las rocas están ocultas bajo el suelo y la vegetación. La correlación a lo largo de distancias cortas suele conseguirse observando la posición de una capa en una secuencia de estratos. Es decir, una capa puede identificarse en otra localización si está compuesta por minerales característicos o infrecuentes.

Correlacionando las rocas de un lugar con las de otro, es posible una visión más completa de la historia geológica de una región. En la Figura 9.11, por ejemplo, se muestra la correlación de estratos en tres zonas de la llanura del Colorado, al sur de Utah y al norte de Arizona. En ningún punto aparece la secuencia entera, pero la correlación revela una imagen más completa del registro sedimentario.

Muchos estudios geológicos se realizan en áreas relativamente pequeñas. Aunque son importantes por sí mismos, solo se comprende su valor completo cuando

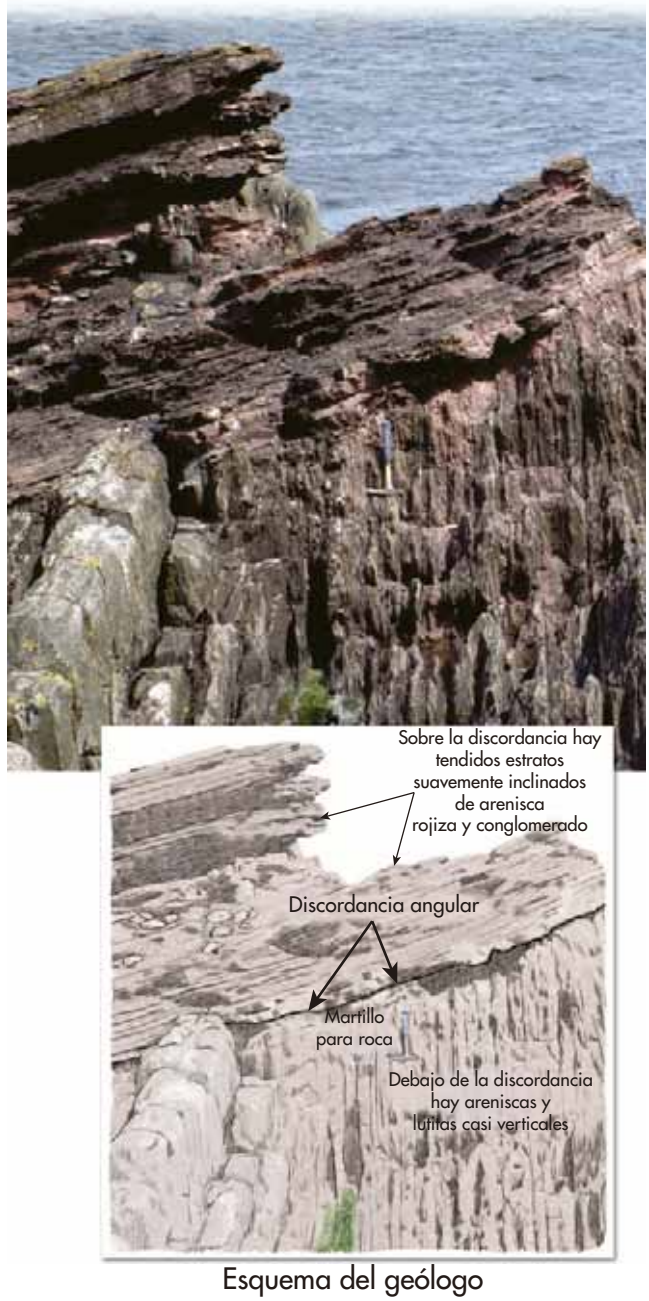


FIGURA 9.9. Esta discordancia angular en Siccar Point, Escocia fue descrita por primera vez por James Hutton hace más de 200 años (Foto de Marli Miller).

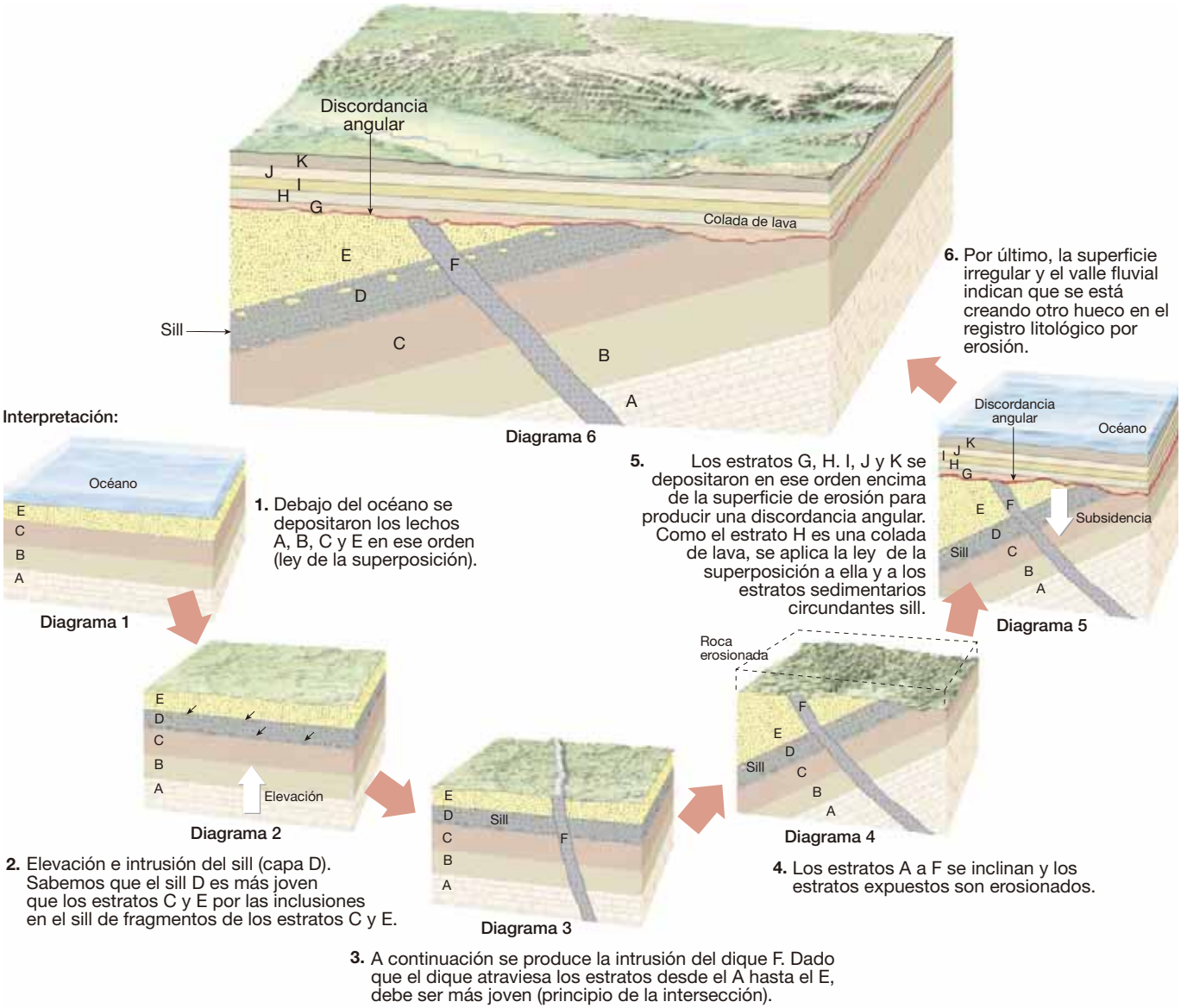


FIGURA 9.10. Corte geológico de una región hipotética.

se correlacionan con otras regiones. Aunque los métodos que acabamos de describir son suficientes para seguir la pista a una formación litológica a lo largo de distancias relativamente cortas, no son adecuados para emparejar rocas que están separadas por grandes distancias. Cuando el objetivo es la correlación entre áreas muy distantes o entre continentes, el geólogo dependerá de los fósiles.

FÓSILES: EVIDENCIAS DE VIDA EN EL PASADO

Los **fósiles**, restos de vida antigua, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes y básicas para interpretar el pasado geológico. El estudio científico de los fósiles se denomina **paleontología**. Es una ciencia interdisciplinaria que une la Geología y la Biología en un intento de entender todos los aspectos de la sucesión de la vida durante la enorme extensión del tiempo geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

Tipos de fósiles

Los fósiles son de muchos tipos. Los restos de organismos relativamente recientes pueden no haber sido

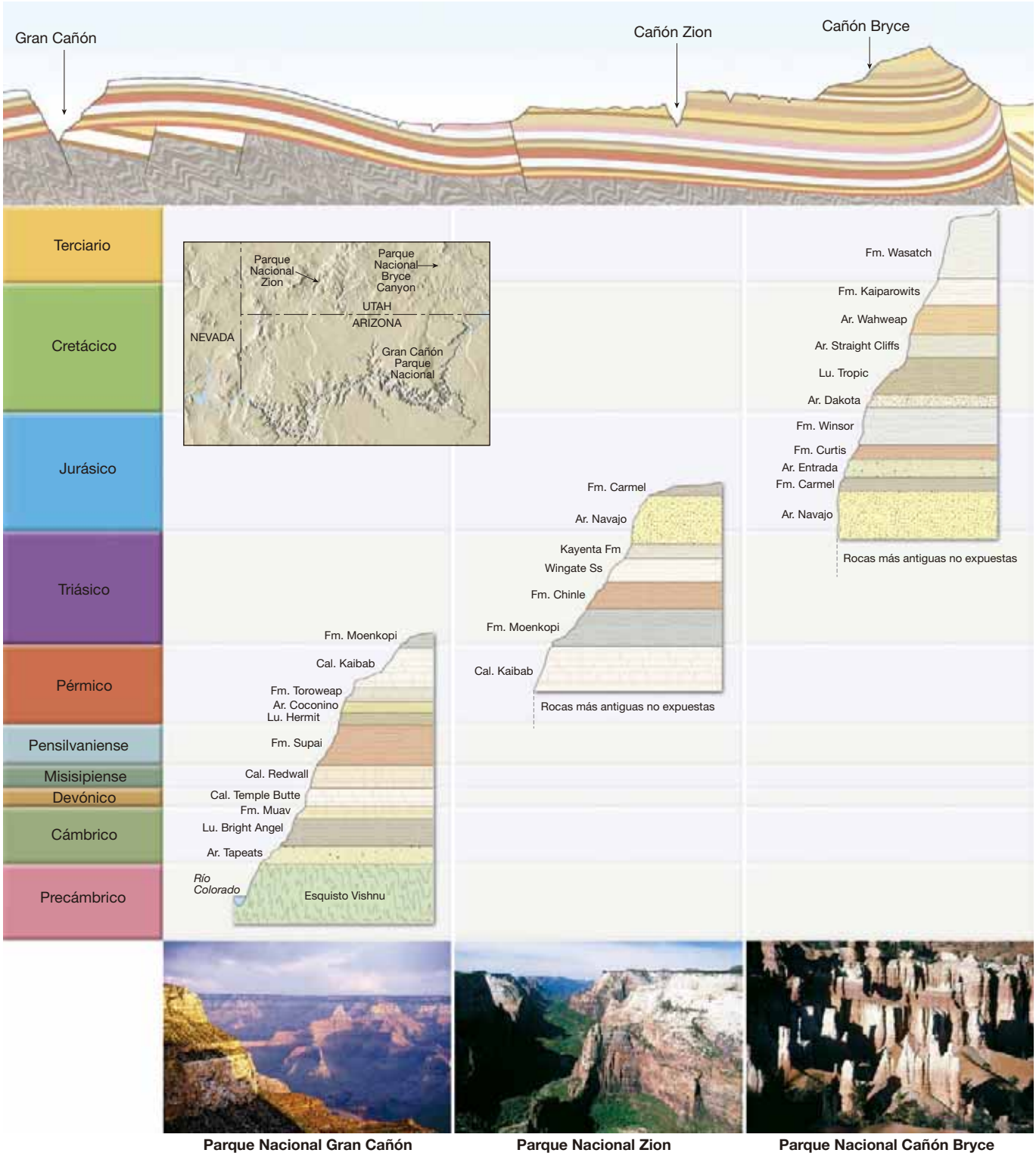


FIGURA 9.11. La correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado revela una imagen completa de las rocas sedimentarias en la región. El diagrama superior es un corte geológico de la región (Tomado del U. S Geological Survey; fotos de E. J. Tarbuck).

alterados en absoluto. Objetos como dientes, huesos y caparazones son ejemplos comunes (Figura 9.12). Bastante menos comunes son los animales enteros, la carne incluida, que se han conservado debido a circunstancias bastante inusuales. Son ejemplos de estos últimos los restos de elefantes prehistóricos denominados

ENTENDER LA TIERRA

Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar

RECUADRO 9.1

De la misma manera que utilizamos los principios de la datación relativa para determinar la secuencia de los acontecimientos geológicos en la Tierra, también podemos aplicar esos principios a la superficie de la Luna (así como a otros cuerpos planetarios). Por ejemplo, la imagen de la superficie lunar de la Figura 9.A muestra el margen antiguo de una colada de lava «congelada» en su sitio. Aplicando la ley de la superposición, sabemos que esta lava es más joven que la capa adyacente que desaparece debajo de ella.

También pueden utilizarse las intersecciones. En la Figura 9.B, al observar un cráter de impacto que se superpone a otro, sabemos que el cráter intacto continuo apareció después del que este último secciona.

Los rasgos más obvios de la superficie lunar son los cráteres. La mayoría de ellos se produjo por el impacto de unos objetos de movimiento rápido llamados meteoritos. Mientras que la Luna tiene miles de cráteres de impacto, la Tierra tiene solo unos pocos. Esta diferencia puede atribuirse a la atmósfera terrestre. La fricción con el aire quema los pequeños derrubios antes de que estos alcancen la superficie. Además, la erosión y los procesos tectónicos han destruido las pruebas de la mayor parte de los cráteres apreciables que se formaron durante la historia de la Tierra.

Las observaciones de los cráteres lunares se utilizan para calcular las edades relativas de distintos puntos del satélite. El principio es claro. Las regiones más antiguas han estado expuestas a los impactos de meteoritos durante un periodo más largo y, por tanto, tienen más cráteres. Utilizando esta técnica junto con la Figura 9.C, podemos deducir que las regiones altas con muchos cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, llamadas mares. La cantidad de cráteres por unidad de superficie (denominada *densidad de cráteres*) es, evidentemente, mucho mayor en las regiones altas. ¿Significa eso que las regiones altas son *mucho* más antiguas? Aunque esta puede parecer una conclusión lógica, la respuesta es negativa. Recordemos que estamos abordando un principio de datación *relativa.* Tanto las tierras altas como los mares son muy antiguos. La datación radiométrica de las rocas lunares procedente de las misiones *Apollo* demostró que la edad de las tierras altas supera los 4.000 millones de años, mientras que los mares tienen edades que oscilan entre los 3.200 y los 3.900 millones de años. Por tanto, las densidades de cráteres tan distintas *no* son solo el resultado de tiempos de exposición distintos. Los astrónomos han descubierto ahora que el Sistema Solar interno experimentó una disminución brusca y repentina del bombardeo meteórico hace unos 3.900 millones de años. La mayor parte de los cráteres de las regiones altas aparecieron antes de ese momento, y las coladas de lava que formaron los mares se solidificaron después.

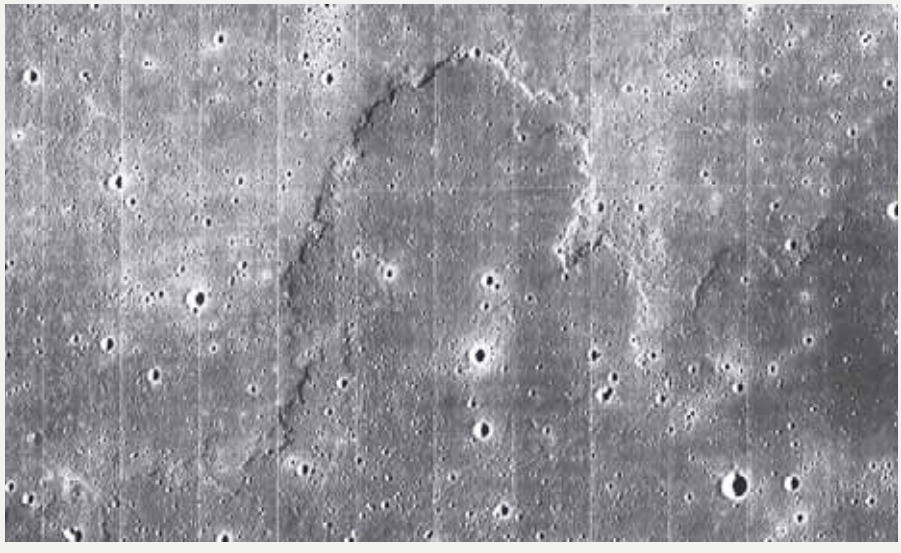


FIGURA 9.A. Aplicando la ley de la superposición, puede determinarse que la colada de lava es más antigua (Foto cortesía de National Space Data Center).

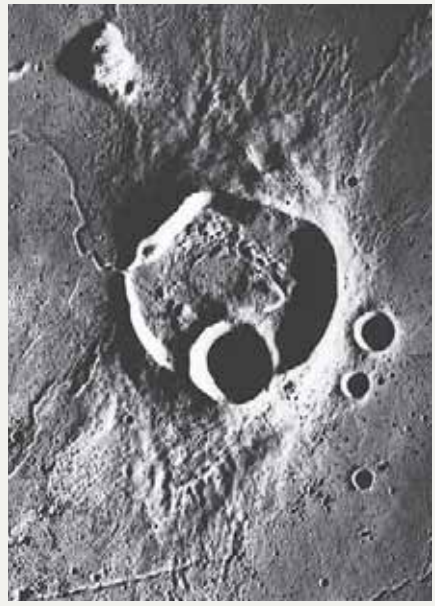


FIGURA 9.B. Las intersecciones nos permiten decir que el cráter más pequeño e intacto se formó después del más grande (Foto cortesía de la NASA).

FIGURA 9.C. Densidad de cráteres. Las regiones más jóvenes tienen menos cráteres que las más antiguas. Las tierras altas con gran densidad de cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, denominadas mares (UCO/Lick Observatory Image).

A.

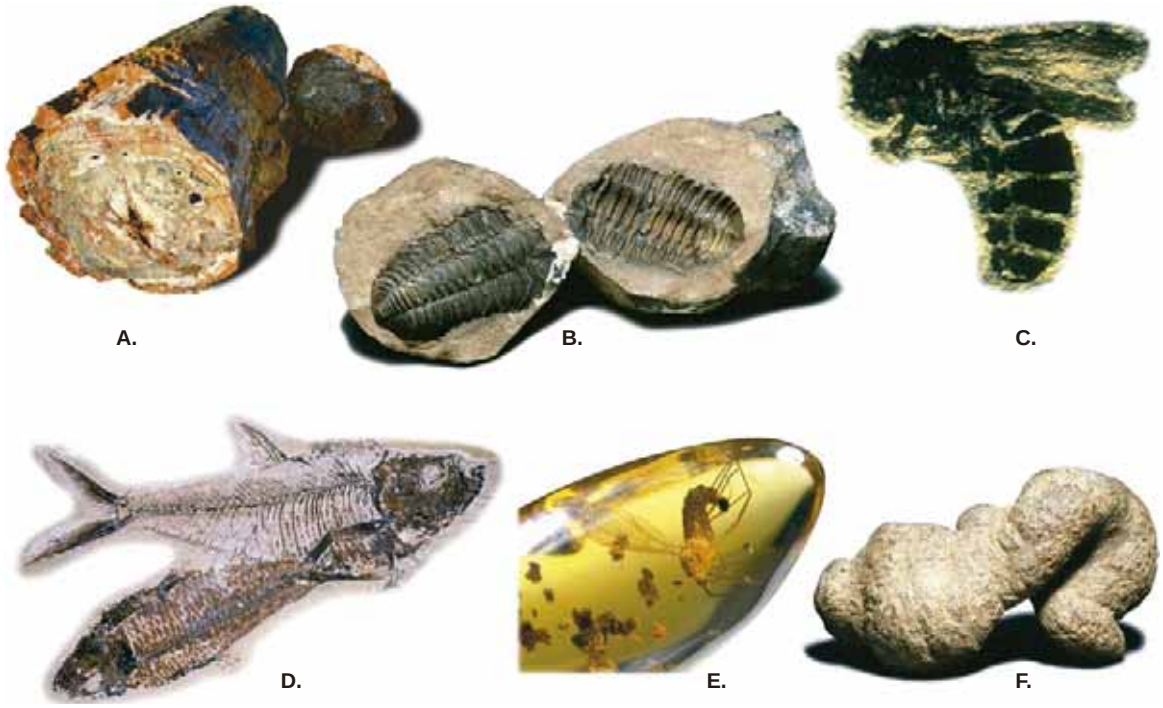
B.

FIGURA 9.12. **A.** Excavando huesos del Hoyo 91 en las excavaciones de La Brea en Los Angeles. Es un sitio rico en los restos inalterados de los organismos de la Edad de Hielo. Los científicos llevan excavando aquí desde 1915 (Reed Saxon/AP Photo). **B.** Los fósiles de muchos organismos relativamente recientes son restos inalterados. El esqueleto del mamut de las excavaciones La Brea es un ejemplo espectacular (Martin Shields/Alamy).

mamuts, que se congelaron en la tundra ártica de Siberia y Alaska, así como los restos momificados de perezosos conservados en una cueva de Nevada.

Con tiempo suficiente, es probable que los restos de un organismo se modifiquen. A menudo, los fósiles se *petrifican* (literalmente «se vuelven roca»), lo que significa que las pequeñas cavidades internas y poros de la estructura original se llenan de materia mineral precipitada (Figura 9.13A). En otros casos, puede ocurrir *sustitución.* Aquí se eliminan las paredes celulares y otros materiales sólidos, y son sustituidos por materia mineral. A veces se conservan bastante bien los detalles microscópicos de la estructura sustituida.

Los moldes constituyen otra clase común de fósiles. Cuando un caparazón u otra estructura son enterrados en un sedimento y luego disueltos por el agua subterránea se crea su *molde.* El molde externo refleja fielmente solo la forma y las marcas superficiales del organismo; no revela



A. B. C. D. E. F.

FIGURA 9.13. Hay muchos tipos de fosilización. Aquí se muestran seis ejemplos. **A.** Madera petrificada en el Parque Nacional Petrified Forest, Arizona. **B.** Esta foto de trilobites ilustra un molde y su relleno. **C.** Abeja fósil conservada como una fina película de carbón. **D.** Las impresiones son fósiles comunes y a menudo muestran un detalle considerable. **E.** Insecto en ámbar. **F.** Un coprolito es un excremento fósil. (Foto A de David Muench; Fotos B, D y F de E. J. Tarbuck; Foto C de Florissant Fossil Beds National Monument; Foto E de Breck P. Kent).

información alguna relativa a su estructura interna. Si estos espacios huecos se llenan posteriormente con materia mineral, se crean los *moldes internos* (Figura 9.13B).

Un tipo de fosilización denominada *carbonización* es particularmente eficaz conservando las hojas y las formas animales delicadas. Se produce cuando un sedimento fino encierra los restos de un organismo. A medida que pasa el tiempo, la presión empuja hacia fuera los componentes líquidos y gaseosos y deja solo un delgado resto de carbón (Figura 9.13C). Las lutitas negras depositadas como barro rico en componentes orgánicos en ambientes pobres en oxígeno contienen a menudo abundantes restos carbonizados. Si se pierde la película de carbón de un fósil conservado en un sedimento de grano fino, una réplica de la superficie, denominada *impresión,* puede seguir mostrando un detalle considerable (Figura 9.13D).

Organismos delicados, como los insectos, son difíciles de conservar y, por consiguiente, son bastante raros en el registro fósil. No solo deben ser protegidos de la descomposición, tampoco deben ser sometidos a una presión que los pueda comprimir. Una forma mediante la cual algunos insectos se han conservado es en *ámbar,* la resina endurecida de los árboles antiguos. La mosca de la Figura 9.13E se conservó después de ser atrapada en una gota de resina pegajosa. La resina aisló al insecto de la atmósfera y protegió los restos de ser dañados por el agua y el aire. A medida que la resina fue endureciéndose, se formó una caja protectora resistente a la presión.

Además de los fósiles ya mencionados, hay otros numerosos tipos, muchos de ellos son solo trazas de vida prehistórica. Ejemplos de esas pruebas indirectas son:

1. Huellas: rastros de pisadas dejados por los animales en el sedimento blando que luego se litificó (*véase* Figura 7.30B).
2. Madrigueras: tubos en sedimento, madera o roca realizados por un animal. Estos agujeros se llenaron después de materia mineral y se conservaron. Se cree que algunos de los fósiles conocidos más antiguos fueron excavados por gusanos.
3. Coprolitos: fosilización de los excrementos y contenido del estómago, que puede proporcionar información útil relativa a los hábitos alimenticios de los organismos (Figura 9.13F).
4. Gastrolitos: cálculos estomacales muy pulidos que fueron utilizados en la molienda del alimento por algunos reptiles extinguidos.

Condiciones que favorecen la conservación

Solo se han conservado como fósiles una diminuta fracción de los organismos que vivieron durante el pasado geológico. Normalmente, los restos de un animal o una planta se destruyen. ¿Bajo qué circunstancias se conservan? Parece que son necesarias dos condiciones especiales: un enterramiento rápido y la posesión de partes duras.

Cuando un organismo perece, sus partes blandas suelen ser comidas rápidamente por los carroñeros o descompuestas por las bacterias. En ocasiones, sin embargo, son enterradas por los sedimentos. Cuando esto ocurre, son protegidos del medio ambiente, donde actúan procesos destructivos. Por consiguiente, el enterramiento rápido es una condición importante que favorece la conservación.

Además, los animales y las plantas tienen una posibilidad mucho mayor de ser conservados como parte del registro fósil si tienen partes duras. Aunque existen rastros y huellas de animales de cuerpo blando, como las medusas, los gusanos y los insectos, son mucho menos comunes. La carne suele descomponerse con tanta rapidez que la posibilidad de su conservación es excesivamente improbable. Las partes duras, como los caparazones, los huesos y los dientes, predominan en el registro de la vida del pasado.

Dado que la conservación depende de condiciones especiales, el registro de la vida en el pasado geológico es sesgado. El registro fósil de los organismos con partes duras que vivieron en áreas de sedimentación es bastante abundante. Sin embargo, solo conseguimos una ojeada ocasional del enorme conjunto de otras formas de vida que no cumplían las condiciones especiales que favorecían la conservación.

A veces los alumnos preguntan…

¿En qué se diferencian la Paleontología y la Arqueología?

Con frecuencia, confundimos estas dos áreas de estudio debido a que existe la percepción común de que tanto los paleontólogos como los arqueólogos son científicos que extraen cuidadosamente pistas importantes del pasado de las capas de rocas o sedimentos. Aunque es cierto que los científicos de ambas disciplinas «excavan» mucho, el foco de atención de cada una es diferente. Los paleontólogos estudian los fósiles y se preocupan por *todas* las formas vivas del pasado geológico. Por el contrario, los arqueólogos se concentran en los restos materiales de la vida humana en el pasado. Estos restos pueden ser tanto los objetos utilizados por las personas hace mucho tiempo, denominados *artefactos*, como los edificios y otras estructuras asociadas con los lugares donde las personas vivían, llamados *yacimientos.* Los arqueólogos nos ayudan a conocer cómo nuestros antepasados humanos afrontaron los retos de la vida en el pasado.

Fósiles y correlación

Aunque la existencia de los fósiles se ha conocido durante siglos, no fue hasta finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando se puso de manifiesto su importancia

como herramientas geológicas. Durante este periodo, un ingeniero y constructor de canales inglés, William Smith, descubrió que cada formación litológica de los canales en los que trabajaba contenía fósiles diferentes de los encontrados en los estratos superiores o inferiores. Además, observó que podían identificarse (y correlacionarse) estratos sedimentarios de áreas muy separadas por su contenido fósil característico.

Basándose en las observaciones clásicas de Smith y los hallazgos de muchos geólogos que le siguieron, se formuló uno de los principios más importantes y básicos de la historia geológica: *Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable y, por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil.* Esto ha llegado a conocerse como el **principio de la sucesión de fósiles**. En otras palabras, cuando los fósiles se ordenan según su edad, no presentan una imagen aleatoria ni fortuita. Por el contrario, los fósiles documentan la evolución de la vida a través del tiempo.

Por ejemplo, muy pronto en el registro fósil se reconoce una edad de los trilobites. Luego, en sucesión, los paleontólogos reconocen una edad de los peces, una edad de los pantanos carboníferos, una edad de los reptiles y una edad de los mamíferos. Estas «edades» pertenecen a grupos que fueron especialmente abundantes y característicos durante periodos concretos. Dentro de cada una de las «edades» hay muchas subdivisiones basadas, por ejemplo, en ciertas especies de trilobites, y ciertos tipos de peces, reptiles, etc. Esta misma sucesión de organismos dominantes, nunca desordenada, se encuentra en todos los continentes.

Cuando se descubrió que los fósiles eran indicadores temporales, se convirtieron en el medio más útil de correlacionar las rocas de edades similares en regiones diferentes. Los geólogos prestan una atención particular a ciertos fósiles denominados **fósiles índice** o **guía**. Estos fósiles están geográficamente extendidos y limitados a un corto periodo de tiempo geológico, de manera que su presencia proporciona un método importante para equiparar rocas de la misma edad. Las formaciones litológicas, sin embargo, no siempre contienen un fósil índice específico. En esas situaciones, se utilizan los grupos de fósiles para establecer la edad del estrato. En la Figura 9.14 se ilustra cómo un conjunto de fósiles puede utilizarse para datar rocas con más precisión de lo que podría realizarse utilizando uno cualquiera de los fósiles.

Además de ser herramientas importantes y a menudo esenciales para correlacionar, los fósiles son importantes indicadores ambientales. Aunque puede deducirse mucho de los ambientes pasados estudiando la naturaleza y las características de las rocas sedimentarias, un examen próximo de los fósiles presentes puede proporcionar normalmente mucha más información. Por ejemplo, cuando se encuentran en una caliza los restos de ciertas conchas de almejas, el geólogo puede suponer de manera bastante razonable que la región estuvo cubierta en alguna ocasión por un mar poco

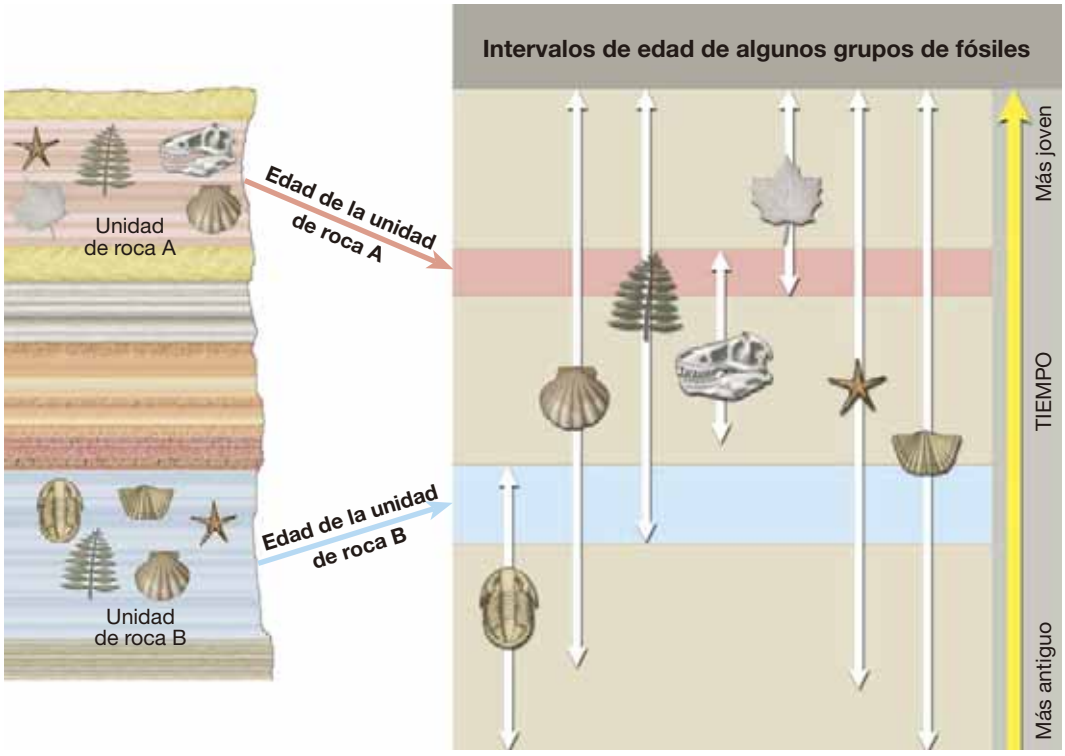


FIGURA 9.14. El solapamiento de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil.

profundo. Además, utilizando lo que sabemos con respecto a los organismos vivos, podemos concluir que los animales fósiles con caparazones gruesos capaces de soportar olas que los golpeaban hacia un lado y hacia otro habitaban en las líneas de costa.

Por otro lado, los animales con caparazones finos y delicados probablemente indican aguas mar adentro profundas y calmadas. Por consiguiente, examinando de cerca los tipos de fósiles, puede identificarse la posición aproximada de una línea de costa antigua. Además, los fósiles pueden utilizarse para indicar la temperatura del agua en el pasado. Ciertas clases de corales actuales deben vivir en mares tropicales cálidos y poco profundos como los que rodean Florida y las Bahamas. Cuando se encuentran tipos similares de coral en calizas antiguas, indican el ambiente marino que debía existir cuando vivían. Esos ejemplos ilustran cómo los fósiles pueden contribuir a desvelar la compleja historia de la Tierra.

DATACIÓN CON RADIACTIVIDAD

GEOLOGIC TIME
▸ Dating with Radioactivity

Además de establecer las fechas relativas utilizando los principios descritos en las secciones previas, es posible también obtener edades absolutas, numéricas, fiables para los acontecimientos del pasado geológico. Por ejemplo, sabemos que la Tierra tiene alrededor de 4.600 millones de años y que los dinosaurios se extinguieron hace unos 65 millones de años. Las edades absolutas que se expresan en millones y miles de millones de años ponen realmente a prueba nuestra imaginación, porque nuestros calendarios personales abarcan tiempos medidos de horas, semanas y años. No obstante, la gran extensión del tiempo geológico es una realidad, y la datación radiométrica, la que nos permite medirlo. En esta sección, estudiaremos la radiactividad y su aplicación en la datación radiométrica.

Repaso de la estructura básica del átomo

Recordemos (Capítulo 3) que cada átomo tiene un *núcleo,* que contiene protones y neutrones, y que alrededor del núcleo orbitan los electrones. Los *electrones* tienen una carga eléctrica negativa y los *protones* tienen una carga positiva. Un *neutrón* es en realidad una combinación de un protón y un electrón, pues no tiene carga (es neutro).

El *número atómico* (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y, por tanto, un número atómico diferente (hidrógeno = 1, carbono = 6, oxígeno = 8, uranio = 92, etc.). Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

Prácticamente toda la masa de un átomo (99,9 por ciento) se encuentra en el núcleo, lo que indica que los electrones no tienen prácticamente masa. Así pues, sumando los protones y los neutrones del núcleo de un átomo obtenemos el *número másico* del átomo. El número de neutrones puede variar, y esas variantes, o *isótopos,* tienen diferentes números másicos.

Para resumir con un ejemplo, el núcleo del uranio tiene siempre 92 protones, de manera que su número atómico es siempre 92. Pero su población de neutrones varía, de modo que el uranio tiene tres isótopos: uranio-234 (protones + neutrones = 234), uranio-235 y uranio-238. Los tres isótopos están mezclados en la naturaleza. Tienen el mismo aspecto y se comportan igual en las reacciones químicas.

Radiactividad

Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes. Como consecuencia, los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente en un proceso denominado **radiactividad**.

¿Qué ocurre cuando se descomponen los núcleos inestables? En la Figura 9.15 se ilustran tres tipos comunes de desintegración radiactiva, que pueden resumirse como sigue:

1. Pueden emitirse *partículas alfa* (partículas α) del núcleo. Una partícula alfa está compuesta por dos protones y dos neutrones. Por tanto, la emisión de una partícula alfa significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico, en 2.
2. Cuando se expulsa una *partícula beta* (partícula β), o electrón, de un núcleo, el número másico se mantiene inalterado, porque los electrones prácticamente no tienen masa. Sin embargo, dado que los electrones proceden de un neutrón (recordemos que un neutrón es una combinación de un protón y un electrón), el núcleo contiene un protón más que antes. Por consiguiente, el número atómico aumenta en 1.
3. A veces un electrón es capturado por el núcleo. El electrón se combina con un protón y forma un neutrón. Como en el último ejemplo, el número másico se mantiene invariable. Sin embargo, dado que el núcleo contiene ahora un protón menos, el número atómico disminuye en 1.

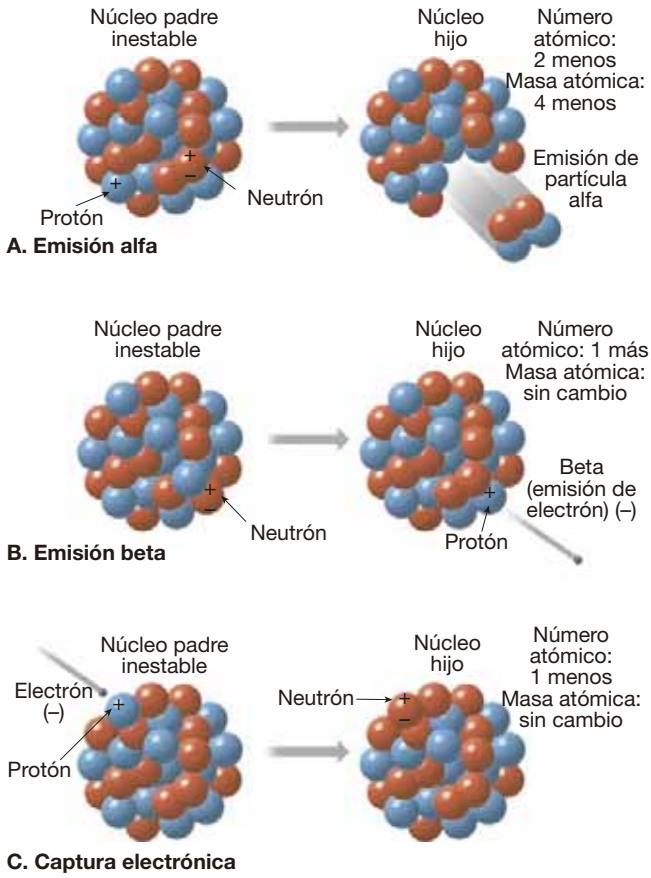


FIGURA 9.15. Tipos comunes de desintegración radiactiva. Nótese que en cada caso cambia el número de protones (número atómico) en el núcleo, produciendo así un elemento diferente.

Se denomina *padre* al isótopo radiactivo inestable e *hijos* a los isótopos que resultan de su desintegración. La Figura 9.16 proporciona un ejemplo de desintegración radiactiva. Puede verse que, cuando el radioisótopo padre, el uranio-238 (número atómico 92, número másico 238), se descompone, sigue una serie de etapas, emitiendo 8 partículas alfa y 6 partículas beta antes de convertirse finalmente en el isótopo hijo estable, el plomo-206 (número atómico 82, número másico 206). Uno de los radioisótopos hijo producidos durante esta serie de descomposición es el radón.

Por supuesto, una de las consecuencias más importantes del descubrimiento de la radiactividad es que proporcionó un medio fiable para calcular la edad de las rocas y los minerales que contienen isótopos radiactivos concretos. El procedimiento se denomina **datación radiométrica**. ¿Por qué es fiable la datación radiométrica? Porque las velocidades de desintegración de muchos isótopos se han medido con precisión y no varían bajo las condiciones físicas que existen en las capas externas de la Tierra. Por consiguiente, cada isótopo radiactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de los minerales en los que aparece, y los productos de su

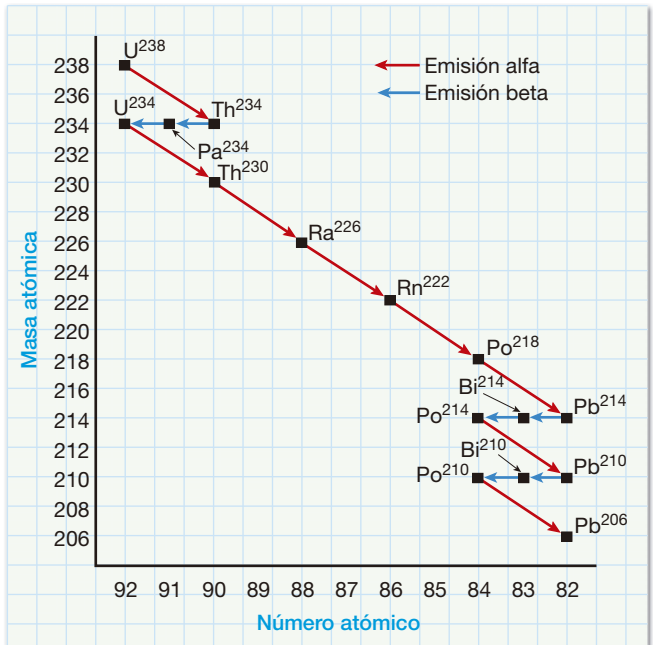


FIGURA 9.16. El isótopo más común del uranio (U-238) constituye un ejemplo de serie de desintegración radiactiva. Antes de alcanzar el producto final estable (Pb-206), se producen muchos isótopos diferentes como etapas intermedias.

descomposición se han estado acumulando a una velocidad correspondiente. Por ejemplo, cuando el uranio se incorpora en un mineral que cristaliza a partir de un magma, no existe plomo (el isótopo hijo estable) procedente de una desintegración previa. El «reloj» radiométrico empieza en ese momento. A medida que se va desintegrando el uranio de ese mineral recién formado, van quedando atrapados los átomos del producto hijo y acaban acumulándose cantidades medibles de plomo.

Periodo de semidesintegración

El tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra se denomina **periodo de semidesintegración** del isótopo. El periodo de semidesintegración es una forma común de expresar la velocidad de desintegración radiactiva. En la Figura 9.17 se ilustra lo que ocurre cuando un radioisótopo padre se descompone directamente en el isótopo hijo estable. Cuando las cantidades del padre y del hijo son iguales (proporción 1:1), sabemos que ha transcurrido un periodo de semidesintegración. Cuando queda una cuarta parte de los átomos del radioisótopo padre original y las tres cuartas partes se han desintegrado para producir el isótopo hijo, la proporción padre/hijo es 1:3 y sabemos que han transcurrido dos periodos de semidesintegración. Después de tres periodos de semidesintegración, la proporción de átomos del padre a átomos del hijo es de 1:7 (un átomo padre por cada siete átomos hijos).

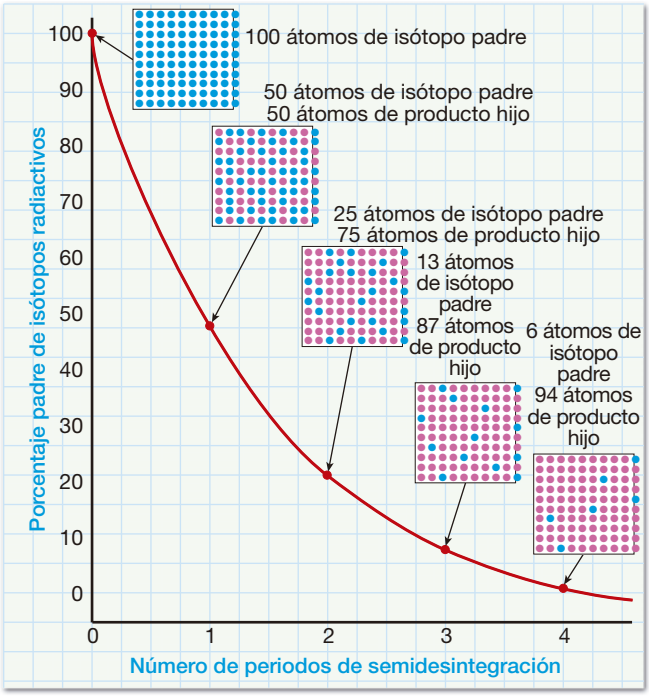


FIGURA 9.17. La curva de desintegración radiactiva muestra un cambio que es exponencial. Después de un periodo de semidesintegración queda la mitad del precursor radiactivo. Después de un segundo periodo, queda una cuarta parte del progenitor, y así sucesivamente.

Si se conoce el periodo de semidesintegración de un isótopo radiactivo y puede determinarse la proporción padre/hijo, puede calcularse la edad de la muestra. Por ejemplo, supongamos que el periodo de semidesintegración de un isótopo inestable hipotético es de un millón de años y la proporción padre/hijo de la muestra es 1:15, dicha proporción indica que han transcurrido cuatro periodos de semidesintegración y que la muestra debe tener 4 millones de años.

Datación radiométrica

Obsérvese que el *porcentaje* de átomos radiactivos que se descomponen durante un periodo de semidesintegración es siempre el mismo: 50 por ciento. Sin embargo, el *número real* de átomos que se descomponen con cada periodo de semidesintegración disminuye continuamente. Por tanto, a medida que disminuye el porcentaje de átomos del radioisótopo padre, aumenta la proporción del isótopo hijo estable, coincidiendo exactamente el aumento de átomos hijos con la caída de los átomos padre. Este hecho es la clave para la datación radiométrica.

De los muchos isótopos radiactivos que existen en la naturaleza, cinco han demostrado ser particularmente útiles para proporcionar edades radiométricas de las rocas antiguas (Tabla 9.1). El rubidio-87, el torio-232 y los dos isótopos del uranio se utilizan solo para la datación de rocas que tienen millones de años de antigüedad, pero el potasio-40 es más versátil.

Potasio-argón

Aunque el periodo de semidesintegración del potasio-40 es de 1.300 millones de años, las técnicas analíticas posibilitan la detección de cantidades muy bajas de su producto estable de desintegración, el argón-40, en algunas rocas que tienen menos de 100.000 años. Otra razón importante para su uso frecuente es que el potasio es un constituyente abundante de muchos minerales comunes, en particular las micas y los feldespatos.

Aunque el potasio (K) tiene tres isótopos naturales, K^{39}, K^{40} y K^{41}, solo el K^{40} es radiactivo. Cuando se desintegra, lo hace de dos maneras. Aproximadamente el 11 por ciento cambia a argón-40 (Ar^{40}) por medio de captura electrónica (*véase* Figura 9.15C). El 89 por ciento restante del K^{40} se descompone en calcio-40 (Ca^{40}) mediante emisión beta (*véase* Figura 9.15B). La descomposición del K^{40} a Ca^{40}, sin embargo, no es útil para la datación radiométrica, porque el Ca^{40} producido por desintegración radiactiva no puede distinguirse del calcio que podía estar presente cuando se formó la roca.

El reloj potasio-argón empieza a funcionar cuando los minerales que tienen potasio cristalizan a partir de un magma o se forman dentro de una roca metamórfica. En este momento, los nuevos minerales contendrán K^{40}, pero carecerán de Ar^{40}, porque este elemento es un gas inerte que no se combina químicamente con otros elementos. Conforme pasa el tiempo, el K^{40} se descompone continuamente por captura electrónica. El Ar^{40} producido por este proceso permanece atrapado dentro del

Tabla 9.1. Isótopos utilizados frecuentemente en la datación radiométrica.

Radioisótopo padre	Producto hijo radiactivo estable	Valores de periodos de semidesintegración actualmente aceptados
Uranio-238	Plomo-206	4.500 millones de años
Uranio-235	Plomo-207	713 millones de años
Torio-232	Plomo-208	14.100 millones de años
Rubidio-87	Estroncio-87	47.000 millones de años
Potasio-40	Argón-40	1.300 millones de años

retículo cristalino del mineral. Dado que no había Ar^{40} cuando se formó el mineral, todos los átomos hijo atrapados en él deben proceder de la descomposición del K^{40}. Para determinar la edad de una muestra, se mide con precisión la proporción K^{40}/Ar^{40} y se aplica el periodo de semidesintegración conocido del K^{40}.

Fuentes de error

Es importante tener en cuenta que solo puede obtenerse una edad radiométrica precisa si el mineral permaneció en un sistema cerrado durante todo el periodo desde que se formó. Solo es posible una datación correcta si no ha habido adición ni pérdida de isótopos padre o hijo. Esto no es siempre así. De hecho, una limitación importante del método potasio-argón surge del hecho de que el argón es un gas y puede escapar de los minerales, falseando las medidas. De hecho, las pérdidas pueden ser significativas si la roca está sometida a temperaturas relativamente elevadas.

Por supuesto, una reducción de la cantidad de Ar^{40} lleva a una infravaloración de la edad de la roca. A veces, las temperaturas son lo bastante altas durante un periodo de tiempo lo suficientemente largo como para que escape todo el argón. Cuando esto ocurre, vuelve a empezar el reloj potasio-argón y la datación de la muestra proporcionará solo el tiempo transcurrido desde el reajuste térmico, no la edad verdadera de la roca. En el caso de otros relojes radiométricos, puede producirse una pérdida de isótopos hijo si la roca ha sido sometida a meteorización o lixiviación. Para evitar dicho problema, un dispositivo de seguridad sencillo consiste en utilizar solo material fresco, no meteorizado, y no muestras que puedan haber sido alteradas químicamente.

Datación con carbono-14

Para datar acontecimientos muy recientes, se utiliza el carbono-14. El carbono-14 es el isótopo radiactivo del carbono. El proceso se denomina a menudo **datación por radiocarbono**. Dado que el periodo de semidesintegración del carbono-14 es solo de 5.730 años, puede utilizarse para la datación de acontecimientos que han ocurrido desde el pasado histórico, así como para los ocurridos en la historia geológica reciente. En algunos casos, el carbono-14 puede utilizarse para datar acontecimientos que ocurrieron hace incluso 70.000 años.

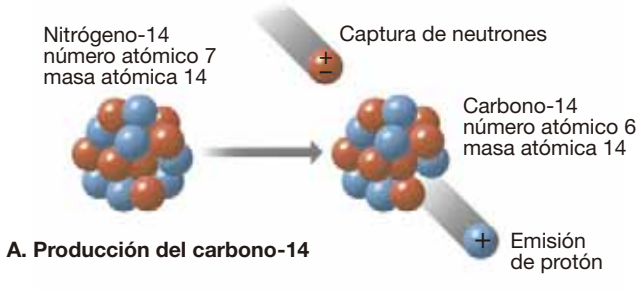
El carbono-14 se produce continuamente en la atmósfera superior como consecuencia del bombardeo de rayos cósmicos. Los rayos cósmicos (partículas nucleares de alta energía) dispersan los núcleos de los átomos gaseosos, liberando neutrones. Algunos de los neutrones son absorbidos por los átomos de nitrógeno (número atómico 7, número másico 14), haciendo que cada núcleo emita un protón. Como consecuencia, el número atómico disminuye en uno (a 6), y se crea un elemento diferente, el carbono-14 (Figura 9.18A). Este isótopo del carbono se incorpora rápidamente en el dióxido de carbono, que circula en la atmósfera y es absorbido por la materia viva. Como consecuencia, todos los organismos contienen una pequeña cantidad de carbono-14, incluidos nosotros mismos.

A veces los alumnos preguntan...

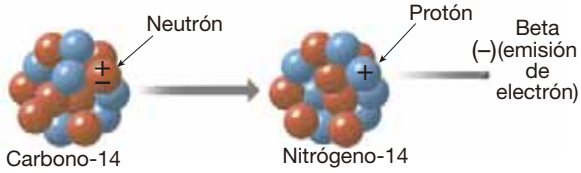
Con la desintegración radiactiva, ¿habrá un momento en el que todo el material padre se convierta en el producto hijo?

En teoría, no. Durante cada periodo de semidesintegración, la mitad del material padre se convierte en producto hijo. Luego, otra mitad se convierte después de otro periodo de semidesintegración, y así sucesivamente. (En la Figura 9.17 se muestra cómo funciona esta relación logarítmica. Obsérvese que la línea roja se hace casi paralela al eje horizontal después de varios periodos de semidesintegración.) Al convertirse solo la mitad del material padre restante en producto hijo, nunca hay un momento en el que se convierta la totalidad del material padre. Piénselo de esta manera. Si corta un pastel por la mitad y se come solo la mitad, ¿se lo comería todo en algún momento? (La respuesta es negativa, en el supuesto de que disponga de un cuchillo lo suficientemente afilado como para cortar el pastel a una escala atómica.) No obstante, después de muchos periodos de semidesintegración, el material padre puede existir en cantidades tan pequeñas que en esencia es indetectable.

Mientras un organismo está vivo, el carbono radiactivo en descomposición es sustituido continuamente, y las proporciones entre el carbono-14 y el carbono-12 permanecen constantes. El carbono-12 es el isótopo estable y más común del carbono. Sin embargo, cuando muere una planta o un animal, la cantidad de carbono-14 disminuye gradualmente a medida que se desintegra en nitrógeno-14 por emisión beta (Figura 9.18B). Comparando las proporciones de carbono-14 y carbono-



A. Producción del carbono-14



B. Desintegración del carbono-14

FIGURA 9.18. **A.** Producción y **B.** Desintegración del carbono-14. Esta figura representa los núcleos de los átomos respectivos.

12 en una muestra, pueden determinarse las fechas mediante radiocarbono. Es importante destacar que el carbono-14 solo es útil para datar los materiales orgánicos como la madera, el carbón vegetal, los huesos, la carne e incluso los tejidos hechos de fibras de algodón.

Aunque el carbono-14 es útil solo para datar la última pequeña fracción del tiempo geológico, se ha convertido en una herramienta muy valiosa para los antropólogos, los arqueólogos y los historiadores, así como para los geólogos que estudian la historia muy reciente de la Tierra. De hecho, el desarrollo de la datación mediante radiocarbono se consideró tan importante que el químico que descubrió esta aplicación, Willard F. Libby, recibió el premio Nobel en 1960.

Importancia de la datación radiométrica

Tengamos en cuenta que, aunque el principio básico de la datación radiométrica es simple, el procedimiento real es bastante complejo. El análisis que determina las cantidades del isótopo padre y del isótopo hijo debe ser extremadamente preciso. Además, algunos materiales radiactivos no se descomponen directamente en el isótopo hijo estable, como ocurrió en nuestro ejemplo hipotético, un hecho que puede complicar el análisis. En el caso del uranio-238, se forman 13 isótopos hijo inestables antes de alcanzar el número 14, el isótopo estable, plomo-206 (*véase* Figura 9.16).

Los métodos de datación radiométrica han suministrado, literalmente, miles de edades para acontecimientos de la historia de la Tierra. Se han encontrado rocas de 3.500 millones de años en todos los continentes. Las rocas más antiguas de la Tierra (hasta ahora) con los gneises del norte de Canadá, cerca del Great Slave Lake, cuya edad se ha datado en 4.030 millones de años (m.a.). Las rocas del occidente groenlandés se han datado entre 3.700 y 3.800 m.a. y se han encontrado rocas casi igual de antiguas en el valle del río Minnesota y el norte de Michigan (3.500 a 3.700 m.a.), en el sur de África (3.400 a 3.500 m.a.) y en el oeste de Australia (3.400 a 3.600 m.a.). Es importante apuntar que estas rocas antiguas no proceden de una especie de «corteza primordial», sino que se originaron como coladas de lava, intrusiones ígneas y sedimentos depositados en aguas someras, una indicación de que la historia de la Tierra empezó *antes* de que se formaran esas rocas. Se han datado minerales incluso más antiguos. Diminutos cristales del mineral circón, con edades radiométricas de hasta 4.300 m.a. de antigüedad, se han encontrado en rocas sedimentarias más jóvenes en el occidente australiano. Las rocas originales de estos diminutos y duraderos granos o no existen ya o no se han encontrado todavía.

La datación radiométrica ha reivindicado las ideas de Hutton, Darwin y otros, quienes dedujeron hace más de 150 años que el tiempo geológico debe de ser inmenso. De hecho, los métodos modernos de datación han demostrado que ha habido tiempo suficiente para que los procesos que observamos hayan llevado a cabo tareas extraordinarias.

A veces los alumnos preguntan…

Si las proporciones padre hijo no son siempre fiables, ¿cómo pueden obtenerse fechas radiométricas significativas para las rocas?

Una precaución común contra las fuentes de error es el uso de revisiones cruzadas. A menudo eso implica solo someter una muestra a dos métodos radiométricos diferentes. Si ambas edades coinciden, la probabilidad de que la edad sea fiable es elevada. En cambio, si hay una diferencia considerable entre las dos edades, deben utilizarse otras revisiones cruzadas (como el uso de fósiles o la correlación con otros estratos indicadores bien datados) para determinar qué edad es correcta, en caso en que lo sea alguna.

ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO

GEOLOGIC TIME
▸ The Geologic Time Scale

Los geólogos han dividido el total de la historia geológica en unidades de magnitud variable. Juntas, comprenden la **escala de tiempo geológico** de la historia de la Tierra (Figura 9.19). Las unidades principales de la escala temporal se delinearon durante el siglo XIX, fundamentalmente por investigadores de Gran Bretaña y Europa occidental. Dado que entonces no se disponía de la datación radiométrica, la escala temporal completa se creó utilizando métodos de datación relativa. Hubo que esperar al siglo XX para que los métodos radiométricos permitieran añadir edades absolutas.

Estructura de la escala temporal

La escala de tiempo geológico subdivide los 4.600 millones de años de la historia de la Tierra en muchas unidades diferentes y proporciona una estructura temporal significativa dentro de la cual se disponen los acontecimientos del pasado geológico. Como se muestra en la Figura 9.19, los **eones** representan las mayores extensiones de tiempo. El eón que empezó hace unos 542 millones de años es el **Fanerozoico**, término derivado de las palabras griegas que significan *vida visible.* Se trata de una descripción apropiada porque las rocas y los depósitos del eón Fanerozoico contienen abundantes fósiles que documentan importantes tendencias evolutivas.

Otra ojeada a la escala temporal revela que los eones se dividen en **eras**. Las tres eras que comprenden el eón Fanerozoico son la **Paleozoica** (*paleo* = antiguo; *zoe* = vida), la **Mesozoica** (*meso* = medio; *zoe* = vida) y la

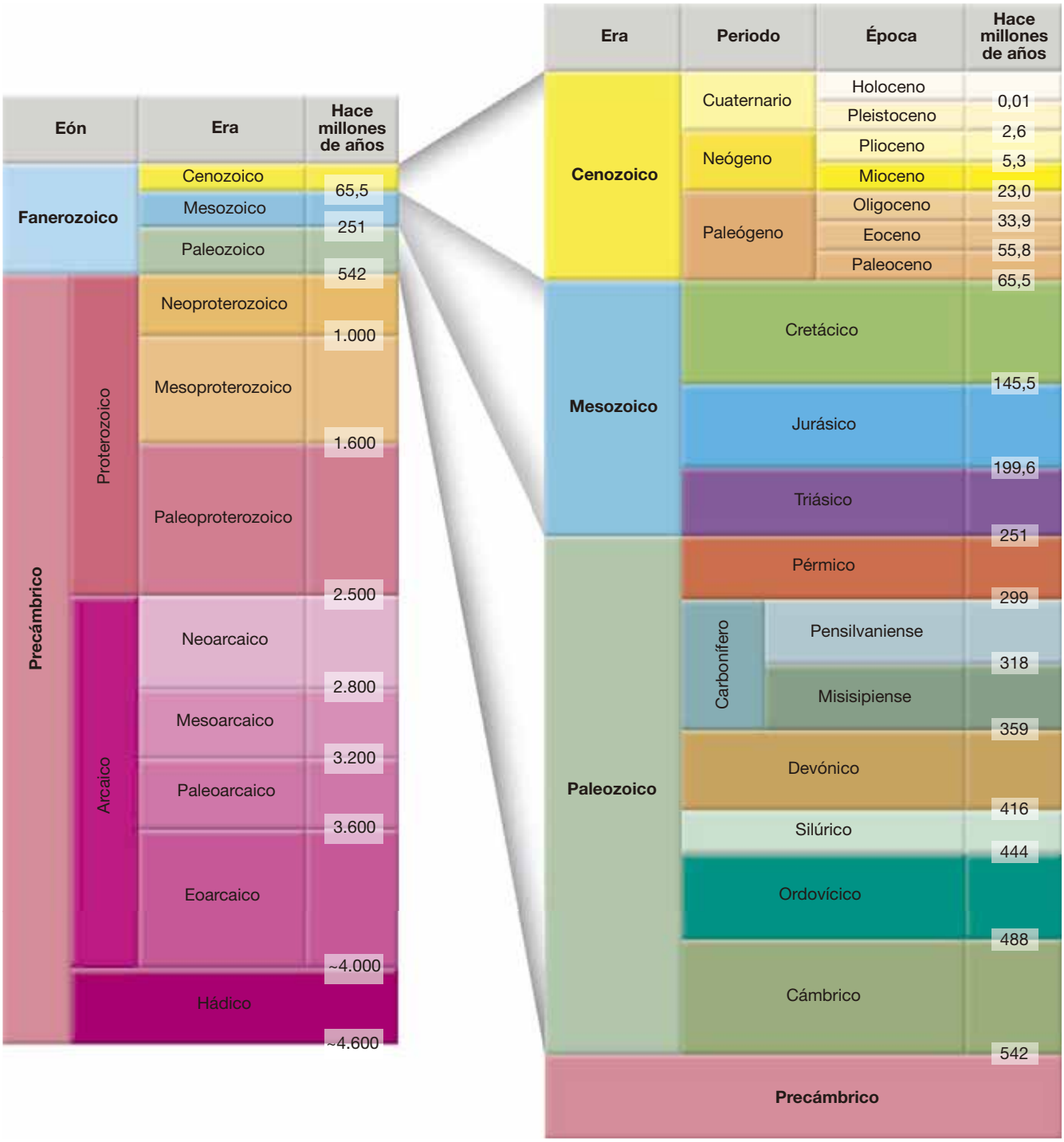


FIGURA 9.19. Escala de tiempo geológico. Las fechas numéricas se añadieron mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. La escala de tiempo es una herramienta dinámica. Los avances en las ciencias Geológicas requieren actualizaciones periódicas. En el Recuadro 9.2 encontrará más información sobre la escala de tiempo geológico.

Cenozoica (*ceno* = reciente; *zoe* = vida). Como implican los propios nombres, las eras están limitadas por profundos cambios de las formas de vida en todo el mundo[3].

[3] Los principales cambios en las formas de vida se comentan en el Capítulo 22 «Evolución de la Tierra a través del tiempo geológico».

Cada era del eón Fanerozoico está subdividida en unidades temporales conocidas como **periodos**. El Paleozoico tiene siete, el Mesozoico tres y el Cenozoico tres. Cada uno de esos periodos se caracteriza por un cambio algo menos profundo de las formas de vida, en comparación con las eras (Recuadro 9.2).

ENTENDER LA TIERRA

La terminología en la escala de tiempo geológico

RECUADRO 9.2

Hay algunos términos que están asociados con la escala de tiempo geológico, pero no se reconocen «oficialmente» como parte de él. El ejemplo mejor conocido, y más común, es el *Precámbrico*, el nombre informal para los eones que vinieron antes del actual eón Fanerozoico. El término *Precámbrico* no tiene un estatus formal en la escala de tiempo geológico, pero se ha utilizado tradicionalmente como si lo tuviera.

El *Hádico* es otro término informal que se encuentra en algunas versiones de la escala de tiempo geológico y que utilizan algunos geólogos. Se refiere al intervalo (eón) más antiguo de la historia de la Tierra, antes de las rocas más antiguas conocidas. Cuando se acuñó este término en 1972, la edad de la roca más antigua de la tierra era de unos 3.800 millones de años. En la actualidad, esa cifra es algo mayor de 4.000 millones y, por supuesto, está sujeta a revisión. El nombre *Hádico* procede del griego *Hades*, *el inframundo*, una referencia a las condiciones «infernales» que prevalecieron al principio de la historia de la Tierra.

La comunicación eficaz en las ciencias Geológicas requiere que la escala de tiempo geológico consista en divisiones y edades normalizadas. Así pues, ¿quién determina qué nombres y edades en la escala de tiempo geológico son «oficiales»? La organización que es responsable en gran medida del mantenimiento y la actualización de este importante documento es el Comité Internacional sobre Estratigrafía (ICS, por sus siglas en inglés), un Comité de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas[1]. Los avances en Geología requieren que la escala se actualice de manera periódica para incluir los cambios en los nombres de las unidades y las estimaciones de las edades limítrofes.

Por ejemplo, la escala de tiempo geológico mostrada en la Figura 9.19 se actualizó en julio de 2009. Después de considerable diálogo entre los geólogos que estudian la historia muy reciente de la tierra, el ICS modificó la edad de comienzo del periodo Cuaternario y la época del Pleistoceno de 1.800 a 2.600 millones de años. Quién sabe, quizá cuando usted esté leyendo esto, se hayan hecho otros cambios.

Si examináramos una escala de tiempo geológico de tan solo unos años, es bastante posible que la era Cenozoica se dividiera en los periodos Terciario y Cuaternario. Sin embargo, en las versiones más recientes, el espacio antiguamente denominado Terciario está dividido en los periodos Paleógeno y Neógeno. Según ha ido cambiando nuestro conocimiento de ese lapso de tiempo, también lo ha hecho su designación en la escala de tiempo geológico. En la actualidad, el periodo Terciario se considera un nombre «histórico» y no tiene un estatus oficial en la versión ICS de escala temporal. En muchas escalas sigue habiendo referencias el periodo Terciario, entre ellas la Figura 9.19. Una razón para ello es que una gran cantidad de bibliografía geológica antigua (y alguna actual) utiliza este nombre.

Para quienes estudian la Geología histórica, es importante darse cuenta de que la escala de tiempo geológico es una herramienta dinámica que está refinándose continuamente conforme evoluciona nuestro conocimiento y comprensión de la historia de la Tierra.

[1] Para ver la versión actual de la escala de tiempo del ICS, vaya a la página **http: www.stratigraphy.org**. La *Estratigrafía* es la rama de la geología que estudia las capas de rocas (estratos) y su depósito (estratificación), por tanto su foco principal son las rocas sedimentarias y las rocas volcánicas estratificadas.

Cada uno de los periodos se divide en unidades aún más pequeñas denominadas **épocas.** Como puede verse en la Figura 9.19, para los periodos del Cenozoico se han nombrado siete épocas. Las épocas de otros periodos suelen denominarse simplemente como *inferior, media* y *superior.*

El Precámbrico

Obsérvese que el detalle de la escala de tiempo geológico no empieza hasta hace unos 542 millones de años, la edad que determina el comienzo del periodo Cámbrico. Los casi 4.000 millones de años anteriores al Cámbrico se dividieron en dos eones, el **Arcaico** (*archaios* = antiguo) y el **Proterozoico** (*proteros* = anterior; *zoe* = vida), que se dividen en cuatro eras. También es frecuente que a este amplio periodo de tiempo se le denomine **Precámbrico**. Aunque representa en torno al 88 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico no se divide en tantas unidades de tiempo menores como el Fanerozoico.

¿Por qué el enorme periodo de tiempo del Precámbrico no se divide en numerosas eras, periodos y épocas? La razón es que no se conoce con suficiente detalle la historia Precámbrica. La cantidad de información que los geólogos han descifrado con respecto al pasado de la Tierra es algo análoga al detalle de la historia humana. Cuanto más retrocedemos en el tiempo, menos sabemos. Por supuesto, existen más datos e información de los últimos diez años que del primer decenio del siglo XX; los acontecimientos del siglo XIX han sido documentados mucho mejor que los acontecimientos del primer siglo antes de Cristo; y así sucesivamente. Lo mismo ocurre con la historia de la Tierra. El pasado más reciente tiene el registro más fresco, menos alterado y más visible. Cuanto más retrocede en el tiempo el geólogo, más fragmentados se vuelven el registro y las pistas. Hay otras razones que explican por qué carecemos de una escala temporal detallada para este enorme segmento de la historia de la Tierra:

1. La primera evidencia fósil abundante no aparece en el registro geológico hasta comienzos del Cámbrico. Antes del Cámbrico, predominaron formas de vida como las algas, las bacterias, los hongos y los gusanos.

Todos estos organismos carecen de partes duras, una condición importante que favorece la conservación. Por esta razón, solo hay un registro fósil Precámbrico escaso. Se han estudiado con cierto detalle muchas exposiciones de las rocas del Precámbrico, pero a menudo es difícil establecer correlaciones cuando faltan fósiles.

A veces los alumnos preguntan...

¿Ha habido algún momento en la historia de la Tierra en el que los dinosaurios y los seres humanos coexistieran?

Aunque en algunas películas antiguas y en los dibujos animados han representado que las personas y los dinosaurios vivían las unas al lado de los otros, eso nunca sucedió. Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica y se extinguieron hace unos 65 millones de años. Por el contrario, los seres humanos y sus antepasados cercanos no aparecieron hasta la era Cenozoica muy tardía, más de 60 millones de años *después* de la desaparición de los dinosaurios.

2. Dado que las rocas precámbricas son muy antiguas, la mayoría ha estado sujeta a muchos cambios. Gran parte del registro litológico del Precámbrico se compone de rocas metamórficas muy deformadas. Esto dificulta la interpretación de los ambientes del pasado, porque se han destruido muchas de las pistas presentes en las rocas sedimentarias originales.

La datación radiométrica ha proporcionado una solución parcial a la problemática tarea de datar y correlacionar las rocas del Precámbrico. Pero el desentrañar el registro precámbrico complejo sigue siendo una tarea desalentadora.

DIFICULTADES DE DATACIÓN DE LA ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO

Aunque se han establecido edades absolutas razonablemente exactas para los periodos geológicos (*véase* Figura 9.19), la tarea no carece de dificultades. La principal dificultad para asignar edades absolutas a las unidades de tiempo consiste en que no todas las rocas pueden ser datadas por métodos radiométricos. Recordemos que, para que una edad radiométrica sea útil, todos los minerales de la roca deben haberse formado aproximadamente al mismo tiempo. Por esta razón, los isótopos radiactivos pueden utilizarse para determinar cuándo cristalizaron los minerales de una roca ígnea y cuándo la presión y el calor crearon nuevos minerales en una roca metamórfica.

Sin embargo, las muestras de rocas sedimentarias solo pueden datarse directamente en raras ocasiones por medios radiométricos. Aunque una roca sedimentaria detrítica puede incluir partículas que contienen isótopos radiactivos, la edad de la roca no puede determinarse con precisión porque los granos que la componen no tienen la misma edad que la roca en la que aparece. Antes bien, los sedimentos han sido meteorizados a partir de rocas de edades diversas (Figura 9.20).

FIGURA 9.20. No es posible una edad absoluta útil para este conglomerado porque la grava que lo compone procede de rocas de diversas edades (Foto de E. J. Tarbuck).

Las edades radiométricas obtenidas a partir de las rocas metamórficas también pueden ser difíciles de interpretar, porque la edad de un mineral concreto presente en una roca metamórfica no representa necesariamente la época en que la roca se formó por primera vez. En cambio, la edad podría indicar cualquiera de una serie de fases metamórficas posteriores.

A veces los alumnos preguntan...

Según la escala de tiempo geológico (Figura .), vivimos en el Holoceno. ¿Hay alguna especulación sobre cuándo acabará el Holoceno y empezará una nueva época?

Si, de hecho, algunos científicos han sugerido que ya hemos dejado el Holoceno y entrado en una nueva época denominada Antropoceno. Se considera que es el intervalo, que empieza a principios del siglo XIX, en el cual los efectos ambientales globales del aumento de la población humana y el desarrollo económico han transformado notablemente la superficie de la Tierra. Actualmente se utiliza como una metáfora informal del cambio ambiental global provocado por el ser humano, pero una serie de científicos consideran que habría que reconocer el Antropoceno como una nueva época geológica «oficial»[1].

[1] Si desea más información sobre esto, consulte *Are e no living in the Anthropocene* En GSA Today, Vol. 18, n. 2, febrero de 2008, páginas 4-8. GSA Today es una publicación mensual de la Sociedad Geológica de América (*eological ociety of America*).

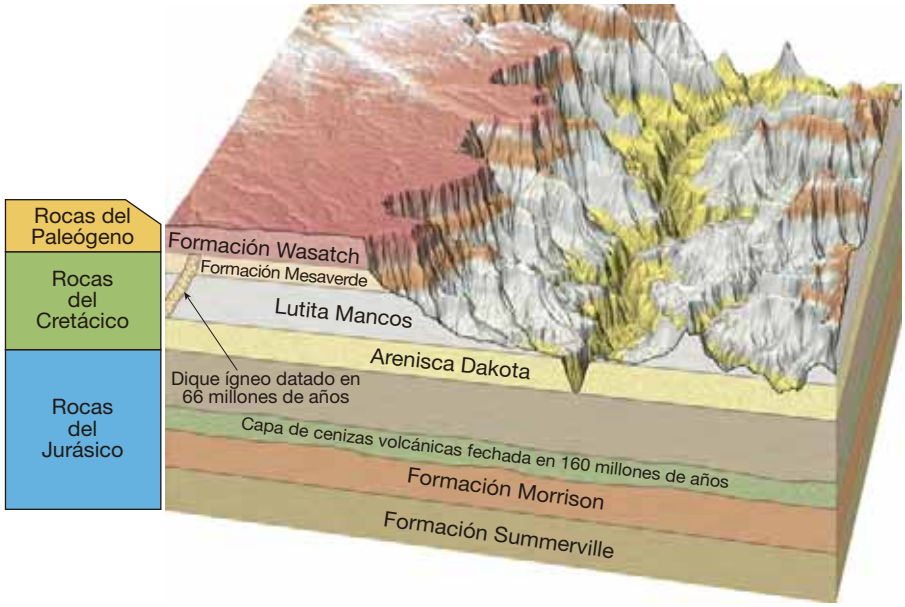


FIGURA 9.21. Las edades numéricas para los estratos sedimentarios suelen determinarse examinando su relación con las rocas ígneas (Tomado del U. S. Geological Survey).

Si las muestras de rocas sedimentarias rara vez producen edades radiométricas fiables, ¿cómo pueden asignarse edades absolutas a los estratos sedimentarios? Normalmente el geólogo debe relacionar los estratos con masas ígneas datables, como se muestra en la Figura 9.21. En este ejemplo, la datación radiométrica ha determinado la edad del estrato de cenizas volcánicas que hay dentro de la formación Morrison y el dique que corta la lutita Mancos y la formación Mesaverde. Los estratos sedimentarios que hay por debajo de la ceniza son obviamente más antiguos que ella, y todas las capas que hay por encima son más jóvenes. El dique es más joven que la lutita Mancos y la formación Mesaverde, pero más antiguo que la formación Wasatch, porque el dique no intruye en las rocas del Terciario.

A partir de este tipo de pruebas, los geólogos calculan que una parte de la formación Morrison se depositó hace unos 160 millones de años, según indica la capa de cenizas. Además, llegan a la conclusión de que el periodo Terciario empezó después de la intrusión del dique, hace 66 millones de años. Este es un ejemplo, de los literalmente miles que ilustran cómo se utilizan los materiales susceptibles de datación para clasificar los diversos episodios de la historia de la Tierra dentro de periodos temporales específicos. Pone de manifiesto además la necesidad de combinar los métodos de datación de laboratorio con las observaciones de campo de las rocas.

CAPÍTULO 9 El tiempo geológico

RESUMEN

- Los dos tipos de edades utilizadas por los geólogos para interpretar la historia de la Tierra son: (1) las *edades relativas*, que ponen los acontecimientos en su *secuencia de formación adecuada*, y (2) las *edades absolutas*, que indican el *tiempo, en años*, en el que ocurrió un acontecimiento.
- Las edades relativas pueden establecerse utilizando la *ley de la superposición* (en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias o de rocas ígneas depositadas en superficie, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el inferior); *principio de la horizontalidad original* (la mayoría de los estratos se depositan en una posición horizontal); *principio de la intersección* (cuando una falla o cuerpo intrusivo corta otra roca, la falla o intrusión es más joven que la roca que atraviesa), e *inclusiones* (la masa rocosa que contiene la inclusión es más joven que la roca que proporciona la inclusión).
- Las *discontinuidades estratigráficas* son huecos del registro litológico. Cada una representa un largo periodo

durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. Los tres tipos básicos de *discontinuidades estratigráficas* son las *discordancias angulares* (rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que yacen estratos más jóvenes y planos); *las paraconformidades* (los estratos situados a ambos lados de una discontinuidad estratigráfica son esencialmente paralelos), y las *inconformidades* (donde una ruptura separa rocas metamórficas o ígneas intrusivas más antiguas de estratos sedimentarios más jóvenes).

- Se utiliza la *correlación,* emparejamiento de dos o más fenómenos geológicos de edad similar de áreas diferentes para desarrollar una escala de tiempo geológico que se aplique a toda la Tierra.
- Los fósiles son los restos o huellas de la vida antigua. Las condiciones especiales que favorecen su conservación son el *enterramiento rápido* y la posesión de *partes duras,* como conchas, huesos o dientes.
- Los fósiles se utilizan para *correlacionar* rocas sedimentarias que proceden de regiones diferentes, utilizando el contenido fósil característico de las rocas y aplicando el *principio de la sucesión de fósiles.* Se basa en el trabajo de *William Smith* de finales del siglo XVIII y establece que los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y por consiguiente, cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil. El uso de *fósiles índice* o *guía,* que están geográficamente esparcidos y limitados a un corto lapso de tiempo geológico, proporciona un método importante de correlacionar rocas de la misma edad.
- Cada átomo tiene un núcleo que contiene *protones* (partículas con carga positiva) y *neutrones* (partículas neutras). En órbita alrededor del núcleo se encuentran los *electrones,* con carga negativa. El *número atómico* de un átomo es el número de protones del núcleo. El *número másico* es el número de protones más el número de neutrones que hay en el núcleo de un átomo. Los *isótopos* son variantes del mismo átomo, pero con un número diferente de neutrones y, por consiguiente, un número másico diferente.
- La *radiactividad* es la descomposición (desintegración) espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables. Tres formas comunes de desintegración radiactiva son: (1) la emisión de *partículas alfa* del núcleo; (2) la emisión de *partículas beta* del núcleo, y (3) la *captura de un electrón* por parte del núcleo.
- Un *isótopo radiactivo* inestable, denominado *radioisótopo padre,* se desintegrará y formará *productos hijo.* El tiempo que tarda en desintegrarse la mitad de los núcleos de un isótopo radiactivo se denomina *periodo de semidesintegración* del isótopo. Si se conoce el periodo de semidesintegración, y puede medirse la proporción padre/hijo, podrá calcularse la edad de una muestra. Una edad radiométrica exacta solo puede obtenerse si el material que contiene el isótopo radiactivo ha permanecido en un sistema cerrado durante el periodo completo desde su formación.
- La *escala de tiempo geológico* divide la historia de la Tierra en unidades de magnitud variable. Suele representarse en forma de gráfico, con el tiempo y los acontecimientos más antiguos abajo y los más jóvenes arriba. Las subdivisiones principales de la escala de tiempo geológico, denominadas *eones,* son el *Arcaico* y el *Proterozoico* (juntos esos dos eones se conocen como el *Precámbrico*) y, empezando hace unos 542 millones de años, el *Fanerozoico.* El eón Fanerozoico (que significa «vida visible») se divide en las siguientes eras: *Paleozoica* («vida antigua»), *Mesozoica* («vida media») y *Cenozoica* («vida reciente»).
- Un problema importante al asignar edades absolutas es que *no todas las rocas pueden datarse mediante métodos radiométricos.* Una roca sedimentaria puede contener clastos de muchas edades que han sido meteorizados a partir de rocas diferentes que se formaron en épocas distintas. Una forma mediante la cual los geólogos asignan edades absolutas a las rocas sedimentarias es relacionándolas con masas ígneas datables, como las capas de cenizas volcánicas.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

concordante, 296
correlación, 299
datación por radiocarbono, 309
datación radiométrica, 307
datación relativa, 295
discordancia angular, 297
edad absoluta, 295
eón, 310
eón Arcaico, 312
eón Fanerozoico, 310
eón Proterozoico, 312
época, 312
era, 310
era Cenozoica, 311
era Mesozoica, 310
era Paleozoica, 310
escala de tiempo geológico, 310
fósil, 300
fósil índice o guía, 305
inclusión, 296
inconformidad, 298
ley de la superposición, 295
paleontología, 300
paraconformidad, 297
periodo, 311
periodo de semidesintegración, 307
Precámbrico, 312
principio de intersección, 296
principio de la horizontalidad original, 296
principio de la sucesión de fósiles, 305
radiactividad, 306

PREGUNTAS DE REPASO

1. Distinga entre datación absoluta y relativa.
2. ¿Cuál es la ley de la superposición? ¿Cómo se utilizan las relaciones de intersección en la datación relativa?
3. Remítase a la Figura 9.5 (pág. 297) y responda a las siguientes preguntas:
   a) ¿Es la falla A más joven o más antigua que la capa de arenisca?
   b) El dique A ¿es más antiguo o más reciente que la capa de arenisca?
   c) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla A?
   d) ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla B?
   e) ¿Qué falla es más antigua, la A o la B?
   f) El dique A ¿es más joven o más antiguo que el batolito?
4. Cuando observa un afloramiento de estratos sedimentarios con gran inclinación, ¿qué principio le permitiría suponer que los estratos se inclinaron después de ser depositados?
5. Una masa de granito está en contacto con una capa de arenisca. Utilizando un principio descrito en este capítulo, explique cómo podría determinar si la arenisca se depositó encima del granito o si se produjo intrusión del granito desde abajo después de que se depositara la arenisca.
6. Distinga entre discordancia angular, paraconformidad e inconformidad.
7. ¿Qué se entiende por *correlación*?
8. Describa la importante contribución de William Smith a la ciencia de la Geología.
9. Enumere y describa brevemente al menos cinco tipos distintos de fósiles.
10. Enumere dos condiciones que mejoren las posibilidades de un organismo de conservarse como fósil.
11. ¿Por qué los fósiles son herramientas tan útiles en la correlación?
12. La Figura 9.22 es un bloque diagrama de un área hipotética del sudeste de EE.UU. Coloque los

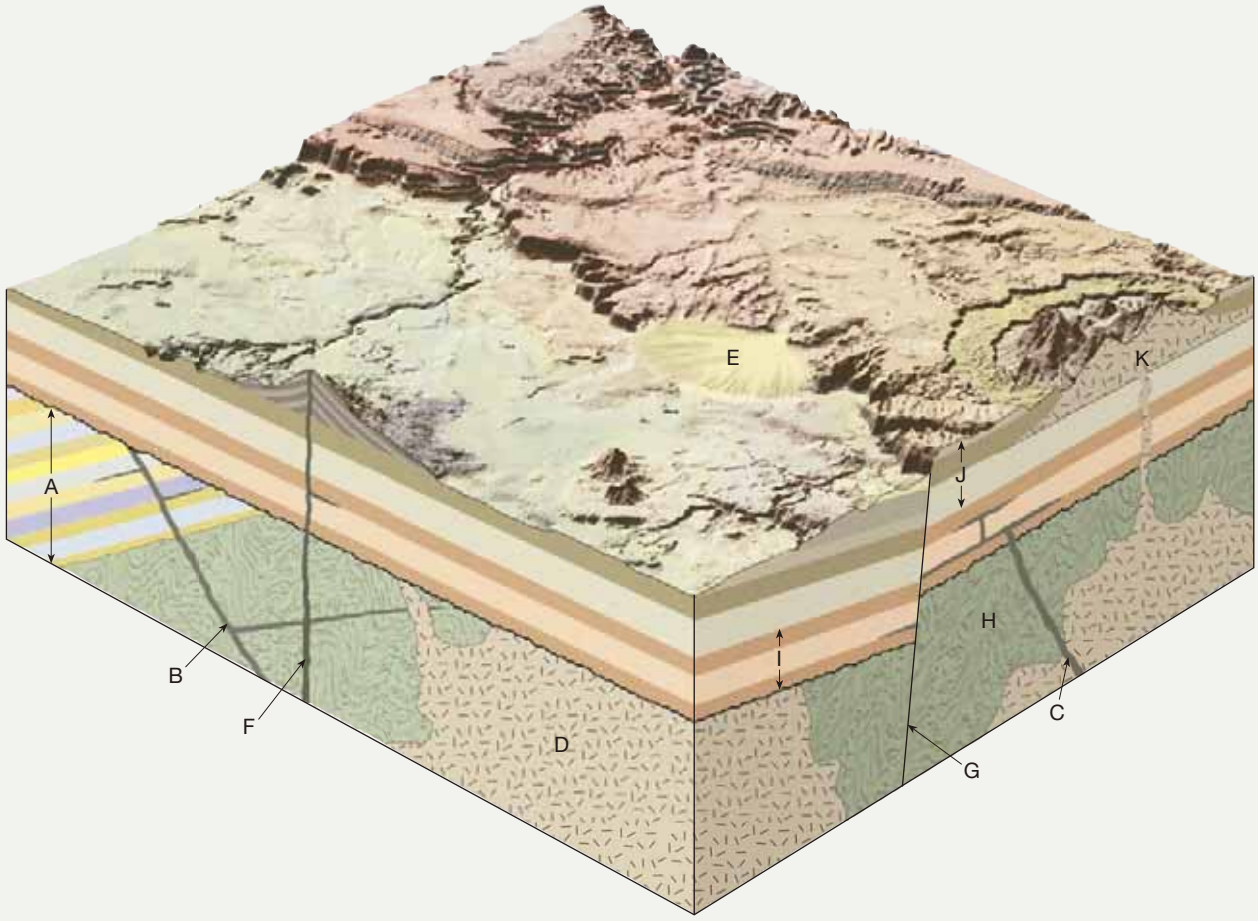


FIGURA 9.22. Utilice este diagrama en bloque junto con la Pregunta de Repaso 12.

accidentes geográficos indicados por las letras en la secuencia adecuada, del más antiguo al más reciente. Identifique una discordancia angular y una inconformidad.

13. Si un isótopo radiactivo del torio (número atómico 90, número másico 232) emite seis partículas alfa y cuatro partículas beta durante el curso de su desintegración radiactiva, ¿cuáles son el número atómico y el número másico del isótopo hijo estable?
14. ¿Por qué la datación radiométrica es el método más fiable de datación del pasado geológico?
15. Un isótopo radiactivo hipotético tiene un periodo de semidesintegración de 10.000 años. Si la proporción de radioisótopo padre a isótopo hijo estable es 1:3, ¿cuál es la edad de la roca que contiene el material radiactivo?
16. Para proporcionar una edad radiométrica fiable, un mineral debe permanecer en un sistema cerrado desde el tiempo de su formación hasta el presente. ¿Por qué esto es así?
17. ¿Qué precauciones se toman para asegurar edades radiométricas fiables?
18. Para facilitar los cálculos, redondeemos la edad de la Tierra a 5.000 millones de años.
    a) ¿Qué fracción del tiempo geológico está representada por la historia escrita (supongamos 5.000 años para la duración de la historia escrita)?
    b) La primera evidencia fósil abundante no aparece hasta comienzos del Cámbrico (hace 540 millones de años). ¿Qué porcentaje del tiempo geológico está representado por esta evidencia fósil abundante?
19. ¿Qué subdivisiones constituyen la escala de tiempo geológico?
20. Explique por qué el enorme periodo conocido como Precámbrico carece de una escala geológica detallada.
21. Describa brevemente las dificultades para asignar edades absolutas a los estratos de roca sedimentaria.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 10

Deformación de la corteza

La Tierra es un planeta dinámico. El movimiento de las placas litosféricas cambia continuamente la superficie de nuestro planeta desplazando los continentes por todo el globo terrestre. Los resultados de esta actividad tectónica se ponen quizá de manifiesto de una manera impresionante en los principales cinturones montañosos de la Tierra, donde pueden encontrarse rocas que contienen fósiles de organismos marinos miles de metros por encima del nivel del mar actual y las unidades rocosas están dobladas, plegadas, volcadas y a veces muy fracturadas.

En las Montañas Rocosas canadienses, por ejemplo, algunos estratos de roca han sido empujados sobre otros de una manera casi horizontal durante centenares de kilómetros. A una escala menor, durante los grandes terremotos, la corteza se mueve unos pocos metros a lo largo de las fallas. Incluso en el interior estable de los continentes, las rocas revelan una historia de deformación que demuestra que se elevaron desde niveles mucho más profundos de la corteza.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL: ESTUDIO DE LA ARQUITECTURA TERRESTRE

La geología estructural es el estudio de la arquitectura de la corteza terrestre y de cómo adquirió este aspecto. Los rasgos geológicos básicos que se forman como consecuencia de las fuerzas generadas por las interacciones de las placas tectónicas, denominadas **estructuras tectónicas**, son los pliegues, las fallas, las fracturas y las estructuras a pequeña escala asociadas con las rocas metamórficas, como la foliación y la exfoliación de la roca (Figura 10.1). Estudiando la orientación de los pliegues y las fallas así como de las formaciones sedimentarias inclinadas, los geólogos estructurales pueden a menudo reconstruir el ambiente geológico original, y la naturaleza de las fuerzas que produjeron esas estructuras tectónicas. De este modo se están descifrando los complejos acontecimientos que constituyen la historia geológica de la Tierra.

La comprensión de las estructuras tectónicas es también básica para nuestro bienestar económico. Por ejemplo, la mayor parte de los yacimientos donde aparecen petróleo y gas natural está asociada con estructuras geológicas que atrapan esos fluidos en valiosos yacimientos (*véase* Capítulo 23). Además, las fracturas tectónicas son el lugar donde se producen las mineralizaciones hidrotermales, lo cual significa que pueden ser fuentes importantes de menas metálicas. Además, cuando se seleccionan las zonas de ubicación de proyectos de construcción importantes, como los puentes, las centrales hidroeléctricas y las centrales de energía nuclear, debe considerarse la orientación de las superficies de fractura, que representan zonas de debilidad de las rocas. En resumen, un conocimiento de la arquitectura de la corteza es esencial para nuestra forma de vida moderna.

En este capítulo examinaremos las fuerzas que deforman las rocas, así como las estructuras que se producen. Dado que la esquistosidad y la foliación rocosas se examinaron en el Capítulo 8, este capítulo se dedicará al resto de estructuras rocosas de la corteza terrestre y a las fuerzas tectónicas que las producen.

FIGURA 10.1. Estratos sedimentarios verticalizados y plegados en Stair Hole, cerca de Lulworth, Dorset, Inglaterra. Estas capas de rocas del Jurásico, depositadas originalmente en estratos horizontales, se han plegado como consecuencia de la colisión entre las placas de corteza africana y europea (Foto de Tom Bean/Corbis).

DEFORMACIÓN Y ESFUERZO

CRUSTAL DEFORMATION
▸ Deformation

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá dúctilmente. La **deformación** (*de* = fuera; *forma* = forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los bordes de las placas. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placa generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca.

Esfuerzo: la fuerza que deforma las rocas

De la experiencia cotidiana sabemos que si una puerta está atascada, aplicamos *fuerza* para abrirla. Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos estructurales utilizan el término **esfuerzo**. Cuando las fuerzas que actúan sobre una roca superan su resistencia, la roca se deformará, normalmente fluyendo, plegándose, fracturándose o produciendo fallas.

La magnitud del esfuerzo no es simplemente una función de la cantidad de fuerza aplicada, sino que también está relacionada con el área sobre la que la fuerza actúa. Por ejemplo, si una persona anda descalza sobre una superficie dura, la fuerza (peso) de su cuerpo se distribuye por todo el pie, de modo que el esfuerzo que actúa en cualquier punto de su pie es pequeño. Sin embargo, si esa persona pisa una pequeña roca puntiaguda, la concentración del esfuerzo en ese punto de su pie será elevada. Por tanto, puede pensarse en el esfuerzo como una medida de cuán concentrada está la fuerza.

Esfuerzo compresivo

Como vimos en el Capítulo 8, el esfuerzo puede aplicarse de manera uniforme en todas las direcciones, lo que se denomina **presión de confinamiento**, o de manera no uniforme. Cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina **esfuerzo diferencial**. El esfuerzo diferencial que comprime y acorta un cuerpo rocoso se conoce como **esfuerzo compresivo** (*com* = junto; *premere* = presionar) (Figura 10.2A). Los esfuerzos compresivos están asociados más a menudo con los límites de placas convergentes. Cuando las placas colisionan tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre plegándose, fluyendo o fracturándose.

Esfuerzo tensional

Cuando el esfuerzo tiende a alargar o a separar una unidad rocosa, se conoce como **esfuerzo tensional** (*tendere* = estirar) (Figura 10.2B). En los límites de placas divergentes, donde las placas se están separando, los esfuerzos tensionales tienden a estirar y alargar los cuerpos rocosos situados en la corteza superior mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas. Por otro lado, en profundidad el desplazamiento es consecuencia de un tipo de flujo plástico. En la provincia Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos, las fuerzas tensionales han estirado la corteza hasta duplicar su amplitud original.

Esfuerzo de cizalla

El esfuerzo diferencial también puede hacer que la roca se **cizalle**, lo que implica el movimiento de una parte de un cuerpo rocoso sobre otro (Figura 10.2C). El cizallamiento es similar al deslizamiento que se produce entre los naipes de una baraja cuando la parte superior se desplaza en relación a la inferior (Figura 10.3). Cuando las rocas se deforman suele producirse deslizamiento en las superficies de debilidad paralelas y estrechamente espaciadas, como las superficies de foliación y las microfallas. Por el contrario, en los bordes de falla transformante, como la falla de San Andrés, el esfuerzo de cizalla provoca que grandes segmentos de la corteza terrestre se deslicen horizontalmente unos sobre otros.

Deformación: un cambio de forma causado por el esfuerzo

Ahora ya podemos ampliar nuestra definición de deformación para indicar que se refiere a cambios de forma, posición u orientación de un cuerpo rocoso *provocados por la aplicación de esfuerzos diferenciales.* Cuando las capas sedimentarias planas se elevan e inclinan, sus orientaciones cambian pero su tamaño y su forma originales se conservan. El esfuerzo también puede provocar un cambio en la forma y el tamaño del cuerpo rocoso, denominado **deformación**. Como en el círculo que aparece en la Figura 10.3B, *los cuerpos deformados no mantienen su configuración original durante la deformación.* Un ejemplo de deformación a pequeña escala lo ilustra el fósil deformado mostrado en la Figura 10.4. Al estudiar las unidades de roca deformadas por el esfuerzo, los geólogos se preguntan: ¿Qué nos dicen esas estructuras sobre la disposición original de esas rocas y cuál fue la naturaleza de las fuerzas que provocaron la deformación? En resumen, la deformación es un término general que hace referencia a cambios en la forma, la posición o la orientación del cuerpo rocoso. Podemos pensar en el esfuerzo como la fuerza que actúa para deformar un cuerpo rocoso, mientras que la deformación es la distorsión o cambio de forma producido.

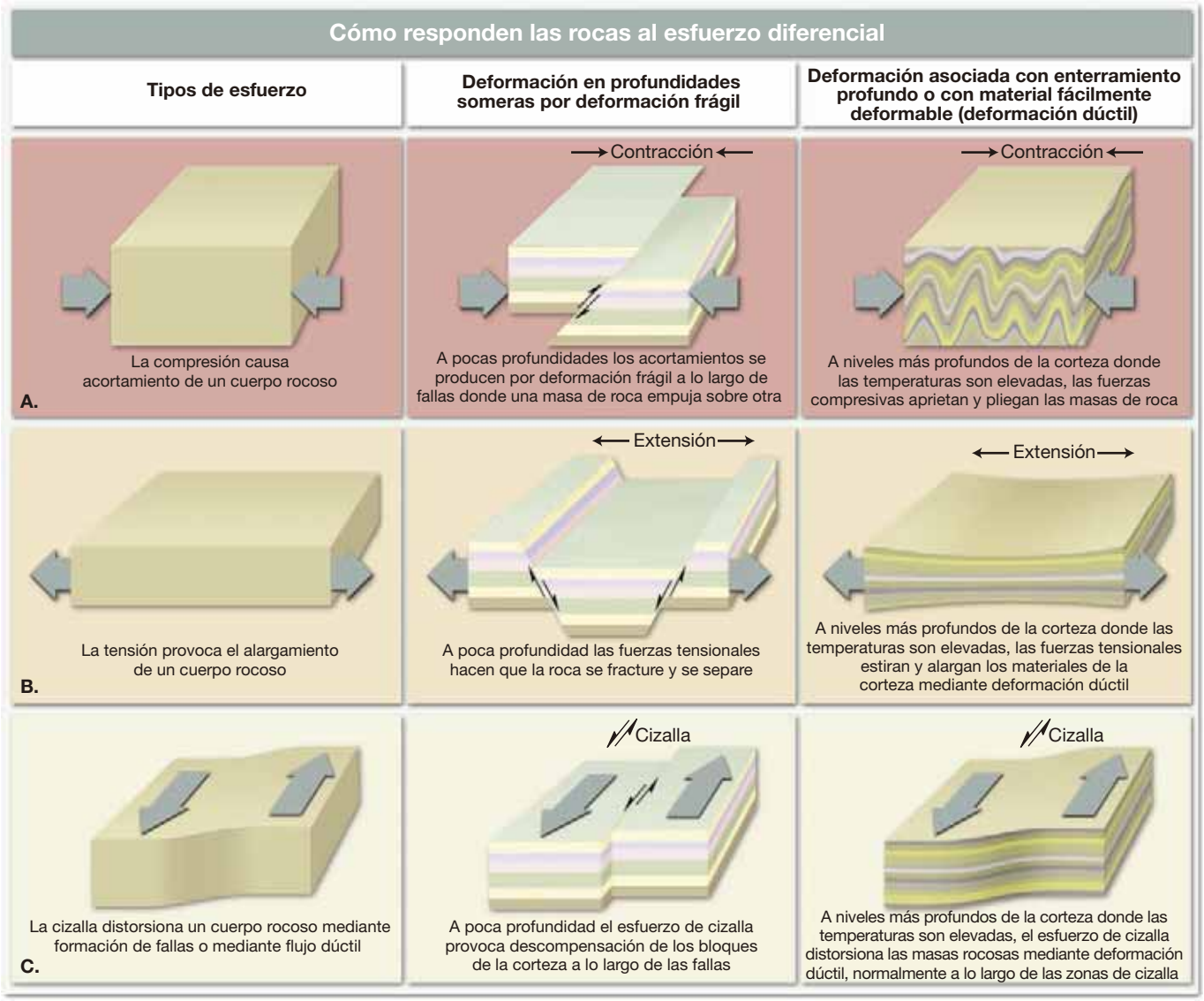


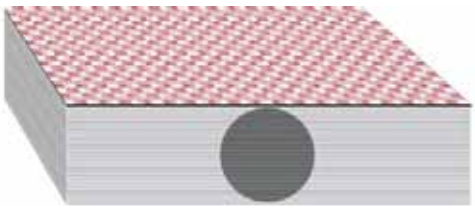
FIGURA 10.2. Deformación de la corteza de la Tierra provocada por los tres tipos de esfuerzo producidos por el movimiento de las placas litosféricas (compresivo, tensional y de cizalla). La deformación frágil (fracturas y fallas) domina la corteza superior, donde las temperaturas son comparativamente frías. Por el contrario, a profundidades superiores a unos 10 km, donde las temperaturas son elevadas, las rocas se deforman por flujo dúctil y plegamiento. **A.** Los esfuerzos compresivos asociados con límites de placa convergentes tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre mediante plegamiento, flujo y formación de fallas. **B.** Los esfuerzos tensionales en los límites de placas divergentes tienden a alargar los cuerpos rocosos mediante desplazamientos a lo largo de las fallas en la corteza superior y mediante deformación dúctil en profundidad. **C.** Los esfuerzos de cizalla en los límites de placas transformantes tienden a producir compensación a lo largo de las zonas de falla y deformación dúctil en profundidad.

CÓMO SE DEFORMAN LAS ROCAS

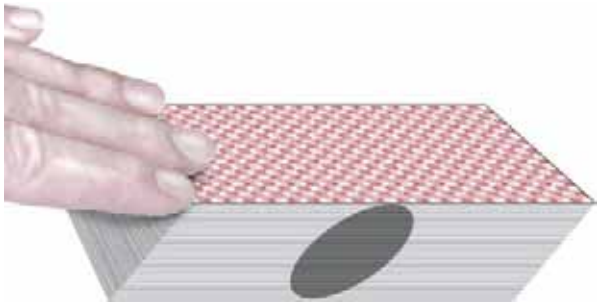
Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose. Es fácil hacerse una idea de cómo se fracturan las rocas, porque normalmente pensamos en ellas como algo quebradizo. Pero ¿cómo pueden *doblarse* las grandes unidades rocosas en pliegues complicados sin romperse durante el proceso? Para responder a esta pregunta, los geólogos estructurales realizaron experimentos de laboratorio en los que las rocas fueron sometidas a tensión diferencial bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades debajo de la corteza (Figura 10.5).

Deformación elástica, frágil y dúctil

Aunque cada tipo de roca se deforma de una manera algo diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación



A. Baraja de naipes.



B. La cizalla se produce cuando la mano empuja.

FIGURA 10.3. Ilustración del cizallamiento y la deformación resultante. **A.** Baraja de naipes normal con un círculo estampado en el lateral. **B.** Deslizando la parte superior de la baraja en relación con la parte inferior, podemos ilustrar el tipo de cizallamiento que suele tener lugar a lo largo de los planos de fragilidad poco separados de las rocas. Obsérvese que el círculo se convierte en una elipse, lo cual puede utilizarse para medir la cantidad y el tipo de deformación. Un desplazamiento añadido (cizallamiento) de los naipes tendría como consecuencia una mayor deformación y quedaría indicado por un cambio de la forma de la elipse.

FIGURA 10.4. Trilobites deformado, una forma de vida muy común el Paleozoico. Compare esta imagen con la de la Figura 22.18 (p. 722) para ver la extensión del cambio (Foto por cortesía de of Smithsonian Institution).

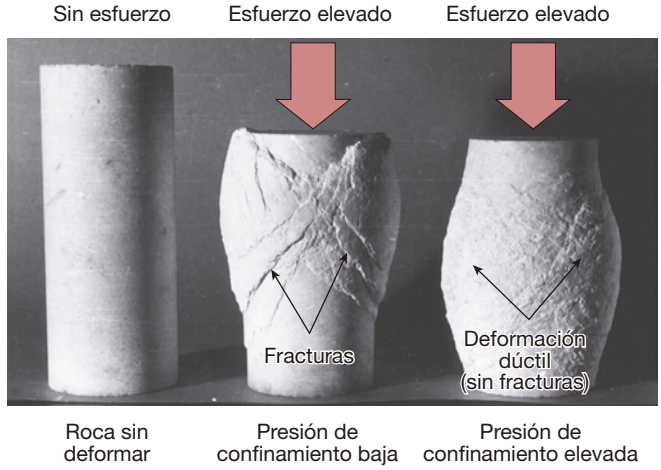


FIGURA 10.5. Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento era baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento era elevada, la muestra se deformó plásticamente (deformación dúctil) (Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University).

de las rocas. Los geólogos descubrieron que, cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la **deformación elástica** son recuperables; es decir, igual que ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo. Como veremos en el siguiente capítulo, la energía para la mayoría de los terremotos procede de la liberación de la energía elástica almacenada cuando una roca vuelve a su forma original.

Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, esta fluye o se fractura. Las rocas que se rompen en pequeños trozos exhiben **deformación frágil** (*bryttian* = hacerse añicos). De nuestra experiencia cotidiana, sabemos que los objetos de vidrio, los lápices de madera, las bandejas de porcelana e incluso nuestros huesos exhiben fractura frágil una vez se supera su resistencia. La deformación frágil se produce cuando el esfuerzo provoca la ruptura de los enlaces químicos que mantienen unido un material.

Por otro lado, la **deformación dúctil** es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo (Figura 10.6). Los objetos normales que muestran un comportamiento dúctil son la arcilla de modelar, la cera de las abejas, el caramelo líquido y la mayoría de los metales. Por ejemplo, una moneda de cobre colocada en el raíl de una vía se aplanará y deformará (sin romperse) debido a la fuerza aplicada por un tren que pase por encima. En las rocas, la deformación dúctil es consecuencia de la ruptura de algunos enlaces químicos, mientras que otros se crean, lo que permite que los minerales cambien de forma.

FIGURA 10.6. Las rocas exhiben deformación dúctil. Estas rocas se deformaron a gran profundidad y fueron expuestas luego en la superficie. Vishnu Schist, Grand Canyon National Park, Arizona (Foto de Michael Collier).

Factores que afectan a la resistencia de las rocas

Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo esta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.

El papel de la temperatura

El efecto de la temperatura sobre la resistencia de un material puede demostrarse fácilmente con un tubo de vidrio de los habitualmente encontrados en un laboratorio de química. Si se deja caer sobre una superficie dura, se hará añicos. Sin embargo, si se calienta sobre un mechero Bunsen, podrá doblarse fácilmente en una diversidad de formas. Las rocas responden de igual forma al calor. Donde las temperaturas son elevadas (en la profundidad de la corteza terrestre), las rocas tienden a deformarse dúctilmente y a fluir. De igual forma, cuando las temperaturas son bajas (en la superficie, o cerca), las rocas tienden a comportarse como sólidos quebradizos y se fracturan.

El papel de la presión de confinamiento

Recordemos del Capítulo 8 que la presión, como la temperatura, aumenta con la profundidad, a medida que aumenta el espesor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sujetas a la presión de confinamiento, muy parecida a la presión del agua, donde las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones. Cuanto mayor es la profundidad en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo cabe decir de las rocas que están enterradas. La presión de confinamiento «aprieta» los materiales en la corteza de la Tierra. Por consiguiente, las rocas que están enterradas en profundidad se «mantienen juntas» por la inmensa presión y tienden a fluir, más que a fracturarse.

La influencia del tipo de roca

Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo estas se van a deformar. Por ejemplo, las rocas cristalinas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a romperse por fractura frágil. Por el contrario, las rocas sedimentarias débilmente cementadas o las rocas metamórficas que contienen zonas de fragilidad como la foliación, son más susceptibles de experimentar flujo dúctil.

Entre las rocas débiles que más probablemente se comporten de una manera dúctil (fluyen o se pliegan) cuando se someten a un esfuerzo diferencial se cuentan la roca de sal, la lutita, la caliza y el esquisto. De hecho, la roca de sal es tan frágil que asciende en grandes cantidades en forma de columnas a través de los estratos de sedimentos de forma muy parecida a como asciende el magma hacia la superficie. Quizás el sólido más frágil que existe en la naturaleza y que exhibe flujo dúctil a gran escala es el hielo glacial.

A veces los alumnos preguntan…

Estoy confundido. ¿No son lo mismo el esfuerzo y la deformación?

No. Aunque suelen utilizarse en situaciones parecidas, los términos *esfuerzo* y *deformación* tienen significados específicos y diferentes en geología. El esfuerzo es una fuerza aplicada; y la deformación (plegamiento o fractura) se produce debido al esfuerzo. Por ejemplo, apretar una pelota de tenis es someterla a una fuerza (esfuerzo), la consecuencia es su cambio de forma (deformación). En otras palabras, el esfuerzo es la acción que deforma las rocas. La deformación es una consecuencia que puede medirse.

Las rocas ígneas y algunas metamórficas tienden a ser fuertes y quebradizas. En el ambiente próximo a la superficie, las rocas fuertes y quebradizas se romperán mediante fractura cuando estén sometidas a esfuerzos que superen su resistencia. A profundidades crecientes, sin embargo, la resistencia de todos los tipos de rocas disminuye significativamente. Algunos afloramientos consisten en una secuencia de capas de rocas débiles y fuertes intercaladas que se han deformado de manera moderada, por ejemplo, estratos intercalados de lutita y arenisca bien cementada. En estos entornos, las capas de arenisca fuerte suelen estar muy fracturadas, mientras que las capas débiles de lutita forman amplios pliegues ondulantes. La formación de estas diversas estructuras, una quebradiza y la otra dúctil, puede ilustrarse colocando una barrita Mars® o alguna similar de chocolate sobre caramelo, en el frigorífico. Cuando la barra de caramelo fría se vaya doblando lentamente, exhibirá deformación frágil en el chocolate y deformación dúctil en el caramelo.

El tiempo como factor

Un factor clave que los investigadores son incapaces de reproducir en el laboratorio es cómo las rocas responden a pequeñas cantidades de esfuerzo aplicado durante largos intervalos de *tiempo geológico.* Sin embargo, en escenarios cotidianos pueden observarse los efectos del tiempo en la deformación. Por ejemplo, se sabe que los bancos de mármol se hunden por su propio peso después de un periodo de unos cien años aproximadamente y que las estanterías de madera pueden combarse después de cargarlas de libros durante un periodo relativamente corto.

En general, cuando las fuerzas tectónicas se aplican lentamente, las rocas tienden a exhibir un comportamiento dúctil y a deformarse fluyendo y plegándose. Una situación análoga ocurre cuando se toma una barra de caramelo blando, como un Palote, por ejemplo, y lentamente se van juntando los dos extremos. El palote se deformará plegándose. Si embargo, si se golpea rápidamente el Palote seco contra el borde de una mesa, se romperá en dos trozos o más, exhibiendo ruptura quebradiza.

De igual forma, las rocas tienden a deformarse de una manera dúctil plegándose cuando el esfuerzo se acumula gradualmente. Las mismas rocas pueden fracturarse si el esfuerzo aumenta de manera súbita. Por consiguiente, pueden producirse plegamiento y ruptura a la vez en el mismo cuerpo (Figura 10.7).

A modo de revisión, los procesos por los que las rocas se deforman suceden a lo largo de un continuo que se extiende entre la fractura frágil pura en un extremo al flujo dúctil en el otro. Los procesos de deformación generan cambios geológicos a muchas escalas diferentes. En un extremo se encuentran los principales sistemas montañosos de la Tierra. En el otro, los esfuerzos muy localizados crean fracturas menores en las masas de roca. Todos estos fenómenos, desde los pliegues más grandes de los Alpes hasta las fracturas más pequeñas de una lámina de roca, se conocen como *estructuras rocosas o tectónicas.*

ESTRUCTURAS FORMADAS POR DEFORMACIÓN DÚCTIL

CRUSTAL DEFORMATION
▸ Folds

Dado que los pliegues son rasgos comunes de las rocas sedimentarias deformadas, sabemos que las rocas

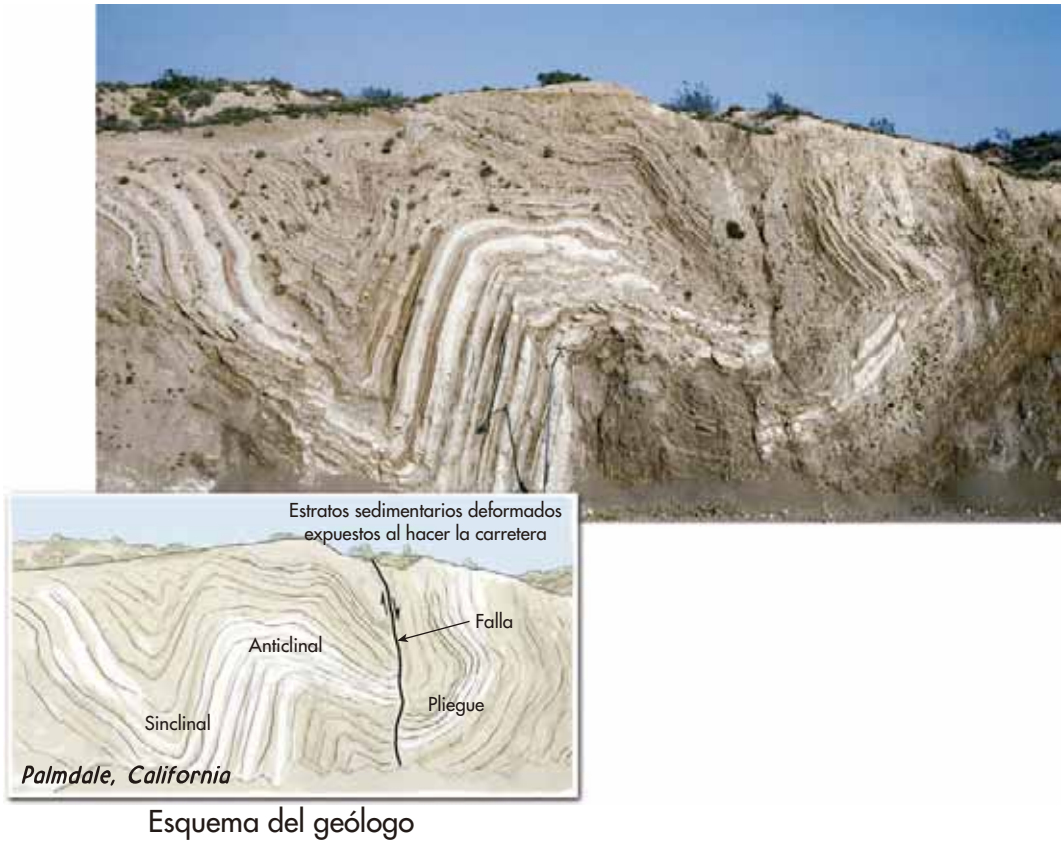


FIGURA 10.7. Estratos sedimentarios deformados que quedaron expuestos al hacer la carretera de Palmdale, California. Además del plegamiento obvio, los estratos claros están desplazados a lo largo de una falla localizada en el lado derecho de la fotografía (Foto de E. J. Tarbuck).

PERFIL PROFESIONAL

Michael Collier. Pies calientes: Un geólogo divulgador

Una vez, después de un vuelo de ocho horas a Chile y otras dos horas a las islas Malvinas, me encontré a bordo de un barco en dirección a la Antártida. Acababa de anochecer y, aunque el cielo de diciembre estaba oscuro, no podían verse las familiares señales del hemisferio norte. Estaba en la cubierta superior, recostado en la barandilla, cuando sentí con fuerza la soledad que me rodeaba: estaba a más de 10.000 km de casa. Recostándome precariamente sobre la barandilla, me reconfortó la vista de Orión, «justo arriba» porque yo estaba abajo. Siempre tuve necesidad de saber dónde encajaba, en la Tierra o en el cielo.

«Cabeza fría, pies calientes: era una educación equilibrada y me preparó bien para vivir como un geólogo divulgador»

Hacía unos cuantos años, en una excursión de invierno por el río Cataract Canyon, Utah, íbamos en barco al lado del hielo sobre el Colorado cuando me di cuenta por primera vez de que me encontraba exactamente en el mundo en el que quería estar. Era un fotógrafo en ciernes, capturando imágenes del paisaje por todo el oeste norteamericano. Estaba aprendiendo a amar el color y la cadencia de las historias que inevitablemente brillaban en las fotografías, ríos rodando, aguas rompiendo, montañas destellando. Estas historias tenían grandes temas de creación, metamorfismo y destrucción. De repente me inundó una forma geológica de mirar el mundo.

Primero estudié la Geología más básica en una facultad cerca del Gran Cañón, donde a todos los estudiantes solo nos interesaba andar por allí haciendo senderismo hasta agotarnos. Luego como estudiante graduado en California, me introduje en una inesperada apreciación matemática de los pliegues y las fallas estructurales. Cabeza fría, pies calientes: era una educación equilibrada que me preparó bien mi vida como geólogo divulgador.

Después de acabar los estudios, me dediqué a remar con barcos en el Gran Cañón como forma de ganarme la vida. Pasaríamos casi dos semanas dejándonos llevar desde Lees Ferry hasta Diamond Creek. En la tesis para el grado de maestría había examinado un pliegue curioso en Muav Limestone creado cuando la lava había fluido temporalmente en el cañón unos pocos miles de años antes. Mis pasajeros, apoyados en el lado acolchado de la balsa y arrastrando de manera ausente los dedos en el agua, eran una audiencia cautiva por mis historias geológicas sobre el tiempo y la roca y esos pliegues Muav. No parecía importarles.

El geólogo y piloto Michael Collier con su Cessna 0. Es también un fotógrafo y escritor reconocido. Michael se denomina a sí mismo «geólogo divulgador». Verá docenas de sus excelentes imágenes en las páginas de este libro (Foto de Patty DiRienzo).

«Me parece perfectamente natural que mi avión se ponga de costado bramando alrededor de una curva en el fondo de algún estrecho ca ón»

Con el paso del tiempo aprendí a volar y a manejar un kayak. Los dos movimientos resonaron: actividades tridimensionales en el medio fluido. Y ahora, después de 5.500 h de vuelo, he descubierto lo mismo en el aire. Me parece perfectamente natural que mi avión se ponga de costado bramando en torno a una curva en el fondo de un estrecho cañón. Se supone que hay que ir de lado. De lo contrario, te chocarás contra la pared.

Mi avión es un Cessna 180 de 55 años que es más feliz cuando funciona en medio de ninguna parte. Mi esposa jura que el avión mueve el rabo cuando me acerco. Con mi avión he visto el continente entero desde Tegucigalpa a Tanana, desde Portland a Portland, desde Baja a Boston. Utilizo el avión para estudiar y fotografiar paisajes. Desde el cielo me he sentido intimidado por el suelo. Desde arriba, veo historias que la Tierra tiene que contar; he aprendido donde encajo. Una vez, un piloto de una gran compañía aérea, se quedó sorprendido cuando le dije que, una vez he despegado, puedo saber dónde iba a aterrizar dos veces de cada tres. Voy donde me llevan las historias, donde la luz atrae mi cámara.

Empecé a publicar libros pequeños sobre la geología de los parques nacionales, por supuesto, el Gran Cañón; Capitol Reef, Denali y el Valle de la Muerte. Al margen de la investigación científica que pudiera encontrar en las bibliotecas, siempre insistí en desarrollar un sentido personal de cada paisaje nuevo, caminando, escalando, conduciendo y volando antes de empezar a escribir. Sin sentir la tierra, mis palabras y fotografías estaban definitivamente vacías.

Ahora escribo libros sobre procesos geológicos para personas no especializadas: cómo se forman las montañas, cómo se mueven los glaciares, cómo las fallas sierran la Tierra, cómo fluyen los ríos. Cada uno de estos temas requiere la asimilación de información nueva sobre cuestiones no familiares. Cada libro me presenta a científicos consumados, una vez más dándome una lección de humildad en presencia de expertos en lo

que han elegido como trabajo. Cada nuevo proyecto es una gran oportunidad para aprender y crecer. Cada uno hace que *yo mueva el rabo.*

Pero, he aquí la ironía después de un tiempo me encontraba insatisfecho con la vida inconstante de un geólogo itinerante, barquero, piloto, escritor y fotógrafo autónomo. Quería poder andar y dar la mano de una persona, mirarle a los ojos y preguntarle en qué podía ayudarle. Así, en la década de 1980 me desvié a la facultad de medicina y, después de la residencia, me hice médico de familia. Treinta años más tarde, sigo volando y escribiendo y haciendo fotografías, pero ahora también paso la mitad de mi vida como médico. Salimos solo una vez, así que podemos hacer las maletas mientras podamos. Trabajar de médico ha sido profundamente satisfactorio porque equilibra una vida pasada fuera de casa, estudiando paisajes y escuchando historias que son tan largas como la Tierra misma.

pueden plegarse sin romperse. La deformación dúctil suele lograrse por deslizamiento gradual a lo largo de planos de debilidad dentro de la estructura atómica de los granos minerales (*véase* Figura 8.8, pág. 271). Esta forma microscópica de flujo gradual en estado sólido implica el deslizamiento facilitado por la ruptura de los enlaces químicos en un lugar a medida que se forman enlaces nuevos en otro sitio. Las rocas que exhiben evidencia de flujo dúctil se deformaron normalmente a gran profundidad y pueden mostrar pliegues retorcidos que dan la impresión de que la resistencia de la roca era parecida a la de una masilla blanda (*véase* Figura 10.6).

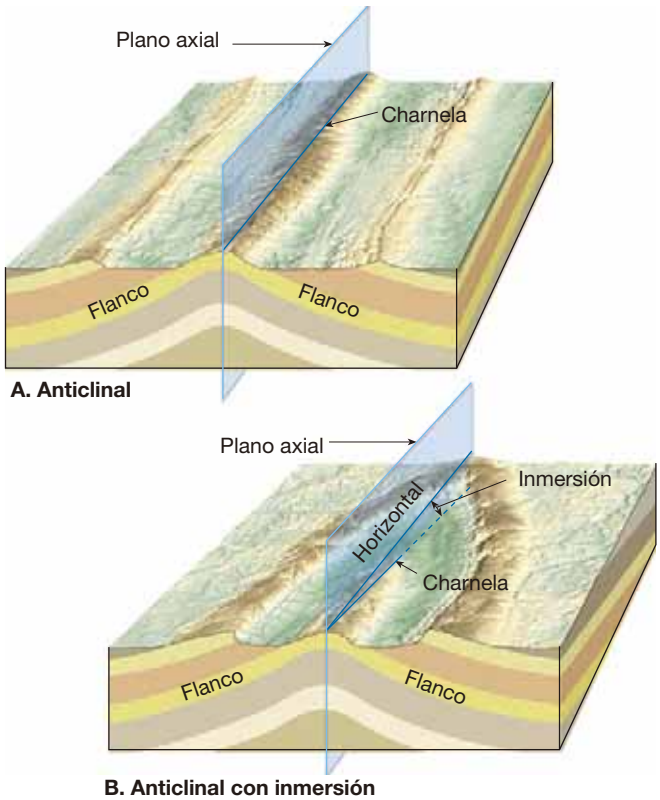


FIGURA 10.8. Esquemas idealizados que ilustran las características asociadas a los pliegues simétricos. La charnela del pliegue en **A** es horizontal, mientras que el eje del pliegue en **B** tiene inmersión.

Pliegues

A lo largo de los límites de placas convergentes, las rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas suelen doblarse (plegarse) en una serie de ondulaciones semejantes a olas denominadas **pliegues.** Los pliegues de los estratos sedimentarios se parecen mucho a los que se formarían si se cogiera una hoja de papel por sus extremos y se fueran empujando uno hacia el otro. En la naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones. Algunos pliegues son amplias flexuras en las cuales unidades rocosas de centenares de metros de grosor se han doblado ligeramente. Otros, son estructuras microscópicas muy apretadas que se encuentran en las rocas metamórficas. Diferencias de tamaño aparte, la mayoría de los pliegues se produce como consecuencia de *esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza.*

Para ayudar a comprender los pliegues y el plegamiento, debemos familiarizarnos con la terminología utilizada para nombrar las partes de un pliegue. Como se muestra en la Figura 10.8, los dos lados de un pliegue se denominan *flancos.* Una línea trazada a lo largo de los puntos de máxima curvatura de cada estrato se llama línea de charnela, o simplemente *charnela.* En algunos pliegues, como el ilustrado en la Figura 10.8A, la charnela es horizontal, o paralela a la superficie. Sin embargo, en los pliegues más complejos, la charnela del pliegue está a menudo inclinada según un ángulo conocido como *inmersión* (Figura 10.8B). Además, el *plano axial* es una superficie imaginaria que divide un pliegue de la manera más simétrica posible.

Anticlinales y sinclinales

Los dos tipos de pliegues más comunes se denominan anticlinales y sinclinales (Figura 10.9). Los **anticlinales** se forman casi siempre por plegamiento convexo, o arqueamiento, de las capas de roca y afloran, a veces de manera espectacular, en los puntos donde las carreteras atraviesan estratos deformados (Figura 10.10)[1]. Asociados a me-

[1] Definido de una manera estricta, un anticlinal es una estructura en la cual los estratos más antiguos se encuentran en el centro. Un sinclinal es una estructura en la cual los estratos más jóvenes se encuentran en el centro.

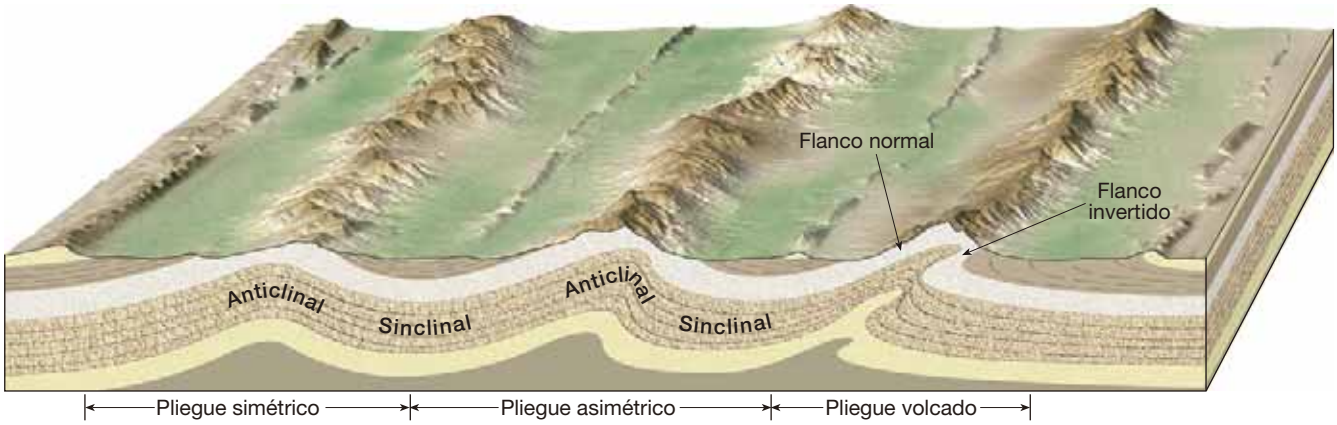


FIGURA 10.9. Bloque diagrama de los principales tipos de estratos plegados. Las estructuras arqueadas o convexas son anticlinales. Los pliegues cóncavos o depresiones son sinclinales. Obsérvese que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

FIGURA 10.10. Anticlinal asimétrico en el que un lado está más inclinado que el otro (Foto de E. J. Tarbuck).

FIGURA 10.11. Sinclinal casi simétrico formado en estratos de caliza y limonita (Foto de E. J. Tarbuck).

nudo con los anticlinales, se encuentran los pliegues cóncavos, o surcos, denominados **sinclinales** (Figura 10.11). Obsérvese en la Figura 10.9 que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

Dependiendo de su orientación, estos pliegues básicos se describen como *simétricos,* cuando los flancos son imágenes especulares el uno del otro y como *asimétricos* cuando no lo son. Se dice que un pliegue asimétrico está *volcado* si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical (invertido) (Figura 10.12). Un pliegue volcado puede también «descansar sobre su flanco», de manera que un plano que se extendiera a través del eje del pliegue sería en realidad horizontal. Esos pliegues *recumbentes*

FIGURA 10.12 Pliegue volcado, East Fork del Toklat River, Alaska. Los pliegues volcados tienen uno o los dos flancos inclinados más allá de la vertical (invertido).

FIGURA 10.13. Pliegues recumbentes en los Alpes Suizos (Foto de Mike Andrews/Animals Animals-Earth Scenes).

(tumbados o acostados) son comunes en algunas regiones montañosas como los Alpes (Figura 10.13).

Los pliegues no se extienden indefinidamente; antes bien, sus extremos terminan de una manera muy parecida a como lo hacen las arrugas en la ropa. Algunos pliegues tienen *inmersión*, porque el eje del pliegue penetra en el terreno (Figura 10.8B). En la Figura 10.11 se muestra un ejemplo de un anticlinal en inmersión y el modelo que se produce cuando la erosión retira las capas superiores de la estructura y deja expuesto su interior. Nótese que el modelo de afloramiento de un anticlinal apunta en la dirección de su inmersión, mientras que lo contrario es cierto para un sinclinal. Un buen ejemplo del tipo de topografía que se produce cuando las fuerzas erosivas afectan a estratos sedimentarios plegados se encuentra en la provincia Valley and Ridge de los Apalaches (*véase* Figura 14.18, pág 455).

Es importante comprender que los resaltes no están necesariamente asociados con anticlinales, ni los valles relacionados con sinclinales. Antes bien, crestas y valles se producen por meteorización diferencial y erosión.

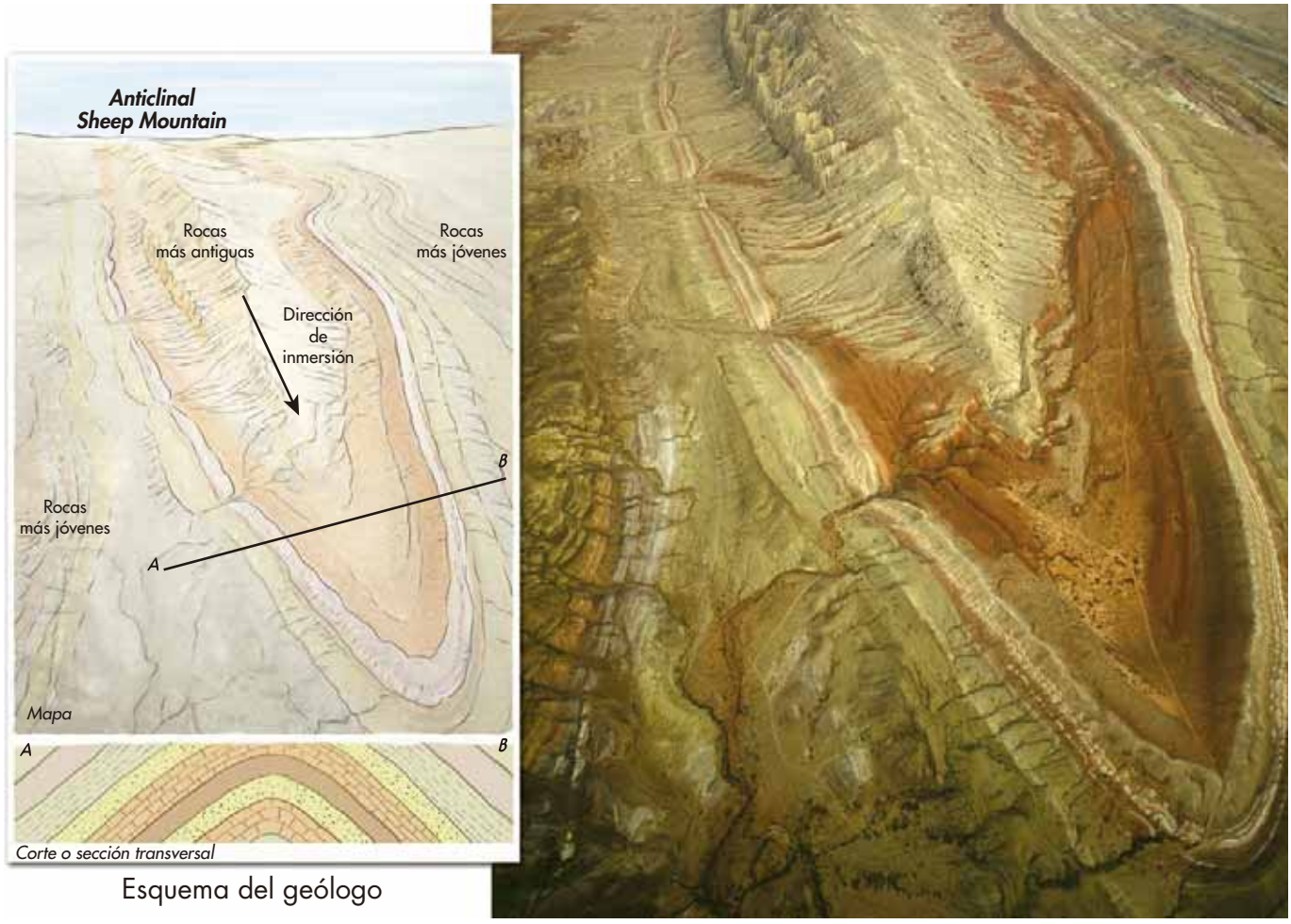


FIGURA 10.14. Las elevaciones y los descensos suaves de las rocas de la corteza producen domos **(A)** y cubetas **(B).** La erosión de esas estructuras produce un patrón de afloramiento que es aproximadamente circular o alargado.

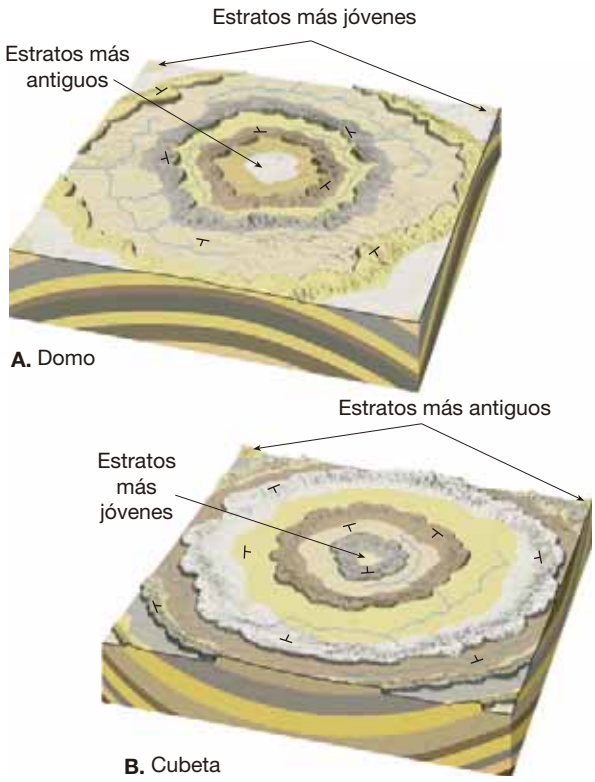


FIGURA 10.15. Grandes elevaciones o hundimientos de las rocas corticales producen domos A y cubetas B. La erosión de estas estructuras genera un patrón superficial más o menos circular y concéntrico.

Por ejemplo, en la provincia Valley and Ridge, los estratos de arenisca más resistente permanecen como imponentes riscos separados por valles excavados en estratos de caliza y lutita mucho más fáciles de erosionar.

Domos y cubetas

Grandes elevaciones de las rocas del basamento pueden deformar la cubierta de estratos sedimentarios superiores y generar grandes pliegues. Cuando este movimiento ascendente produce una estructura circular o levemente alargada, la estructura se denomina **domo** (Figura 10.15A). Las estructuras descendentes que tienen una forma similar se denominan **cubetas** (Figura 10.15B).

Las Black Hills del oeste de Dakota del sur son un gran domo que, se cree, se formó por levantamiento. La erosión ha eliminado las porciones más elevadas de los estratos sedimentarios levantados, dejando expuestas en el centro las rocas metamórficas e ígneas más antiguas (Figura 10.16). Pueden verse restos de esos estratos sedimentarios, que antiguamente fueron continuos, flanqueando el núcleo cristalino de esta cordillera montañosa.

Los domos pueden formarse también por intrusión del magma (lacolitos) como se muestra en la Figura 4.32, pág 154. Además, la migración ascendente de formaciones salinas puede producir los domos de sal que son comunes en el golfo de México.

En Estados Unidos existen varias cubetas grandes (Figura 10.17). Las cuencas de Michigan e Illinois

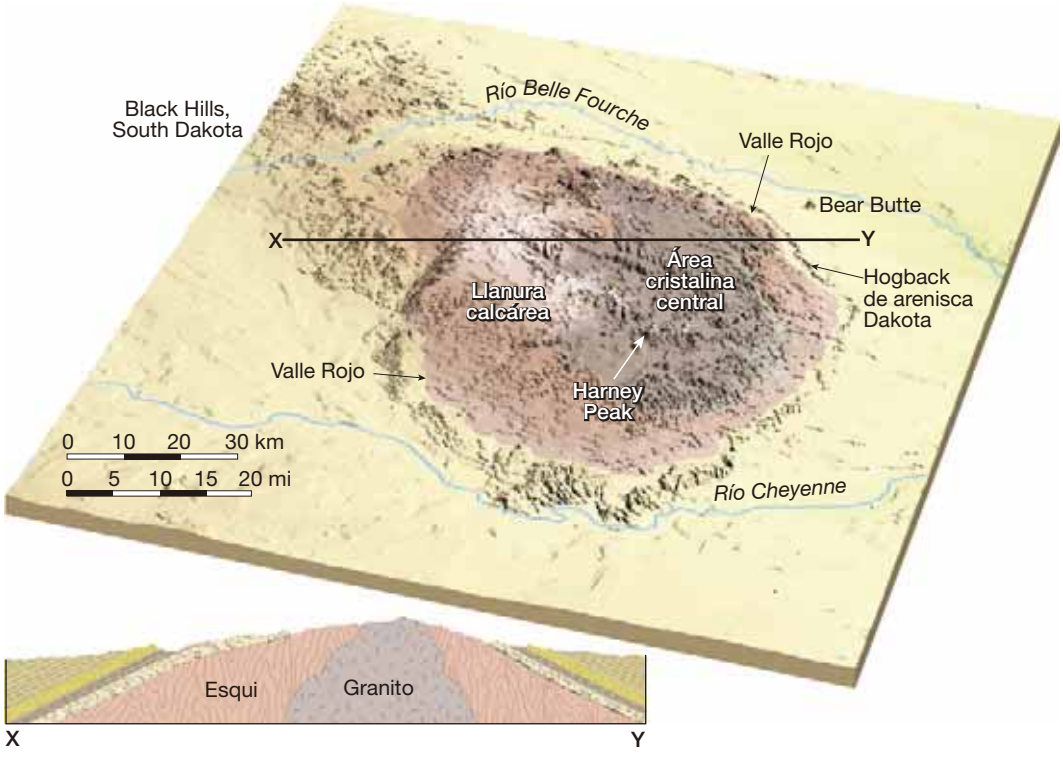


FIGURA 10.16. Las Black Hills de Dakota del Sur, una gran estructura dómica con rocas ígneas y metamórficas resistentes aflorantes en el núcleo.

tienen estratos de pendientes muy suaves que definen una geometría cóncava. Se piensa que estas cubetas son consecuencia de grandes acumulaciones de sedimentos, cuyo peso hizo que la corteza se hundiera (*véase* sección sobre isostasia del Capítulo 14). Unas pocas cubetas estructurales pueden haber sido consecuencia de impactos de asteroides gigantes.

Dado que las grandes cubetas contienen estratos sedimentarios inclinados según ángulos muy pequeños, suelen identificarse por la edad de las rocas que las componen. Las rocas más jóvenes se encuentran cerca del centro y las más antiguas, en los flancos. Este es exactamente el orden contrario observado en un domo, como las Black Hills, donde las rocas más antiguas aparecen en el núcleo.

Monoclinales

Aunque hemos separado nuestra explicación de los pliegues y las fallas, en el mundo real los pliegues están estrechamente ligados a las fallas. Ejemplos de esta relación estrecha son las amplias estructuras regionales denominadas *monoclinales.* Estructuras particularmente destacadas de la llanura de Colorado, los **monoclinales** (*mono* = uno; *kleinen* = inclinar) son grandes pliegues en forma de escalón situados en estratos sedimentarios por lo demás horizontales (Figura 10.18). Estos pliegues parecen ser el resultado de la reactivación de las zonas de falla en inmersión inclinada situadas en las rocas del basamento por debajo de la cobertera. Conforme los grandes bloques de roca del basamento ascendían a lo largo de las fallas antiguas, los estratos sedimentarios comparativamente dúctiles de encima respondían plegándose. El desplazamiento a lo largo de estas fallas reactivadas a menudo es superior a 1 kilómetro (Figura 10.18).

Ejemplos de monoclinales encontrados en la llanura de Colorado son el monoclinal East Kaibab, el anticlinal Raplee, el pliegue Waterpocket, y el San Rafael Swell. Hubo una época en que los estratos inclinados mostrados en la Figura10.18 se extendían sobre las capas sedimentarias que quedan ahora expuestas en la superficie, prueba de que en esta zona se erosionó un enorme volumen de rocas. La erosión diferencial ha hecho aflorar los estratos más resistentes como crestas angulares prominentes denominadas **hogbacks**. Dado que los hogbacks pueden formarse en cualquier sitio en que los estratos resistentes están muy inclinados, también están asociados con otros tipos de pliegues.

ESTRUCTURAS FORMADAS POR DEFORMACIÓN FRÁGIL

CRUSTAL DEFORMATION
▸ Faults and Fractures

Seguramente ha visto alguna vez caerse un vaso de cristal sobre una superficie dura y hacerse añicos. Lo que

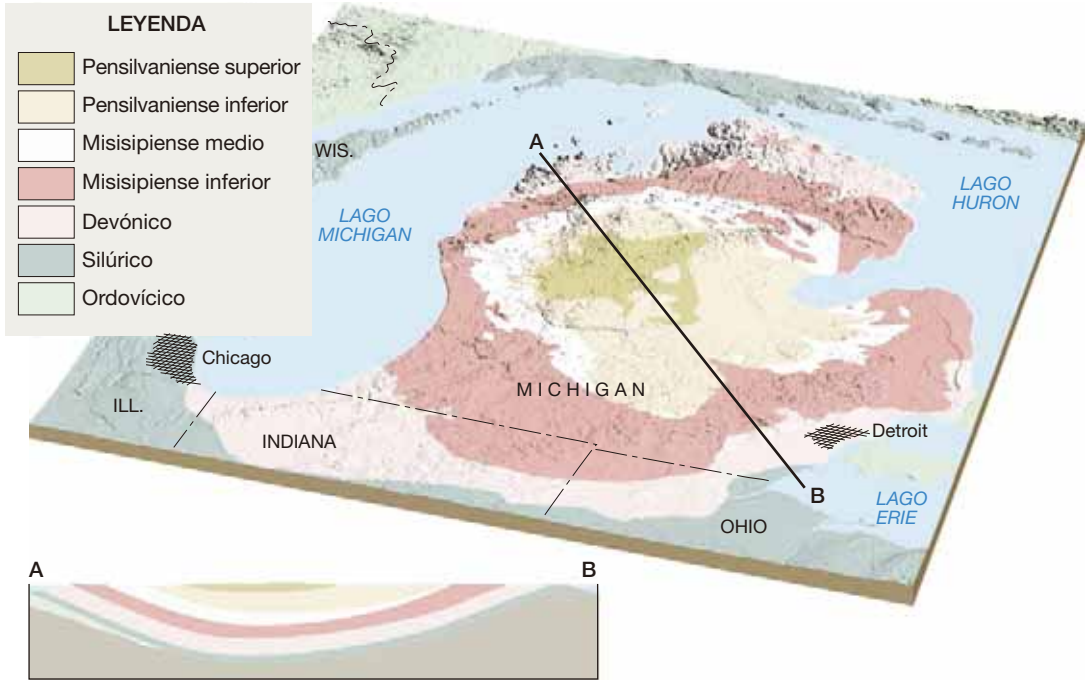


FIGURA 10.17. Geología del basamento de la cuenca de Michigan. Las rocas más jóvenes están localizadas en el centro, mientras que los estratos más antiguos flanquean esta estructura.

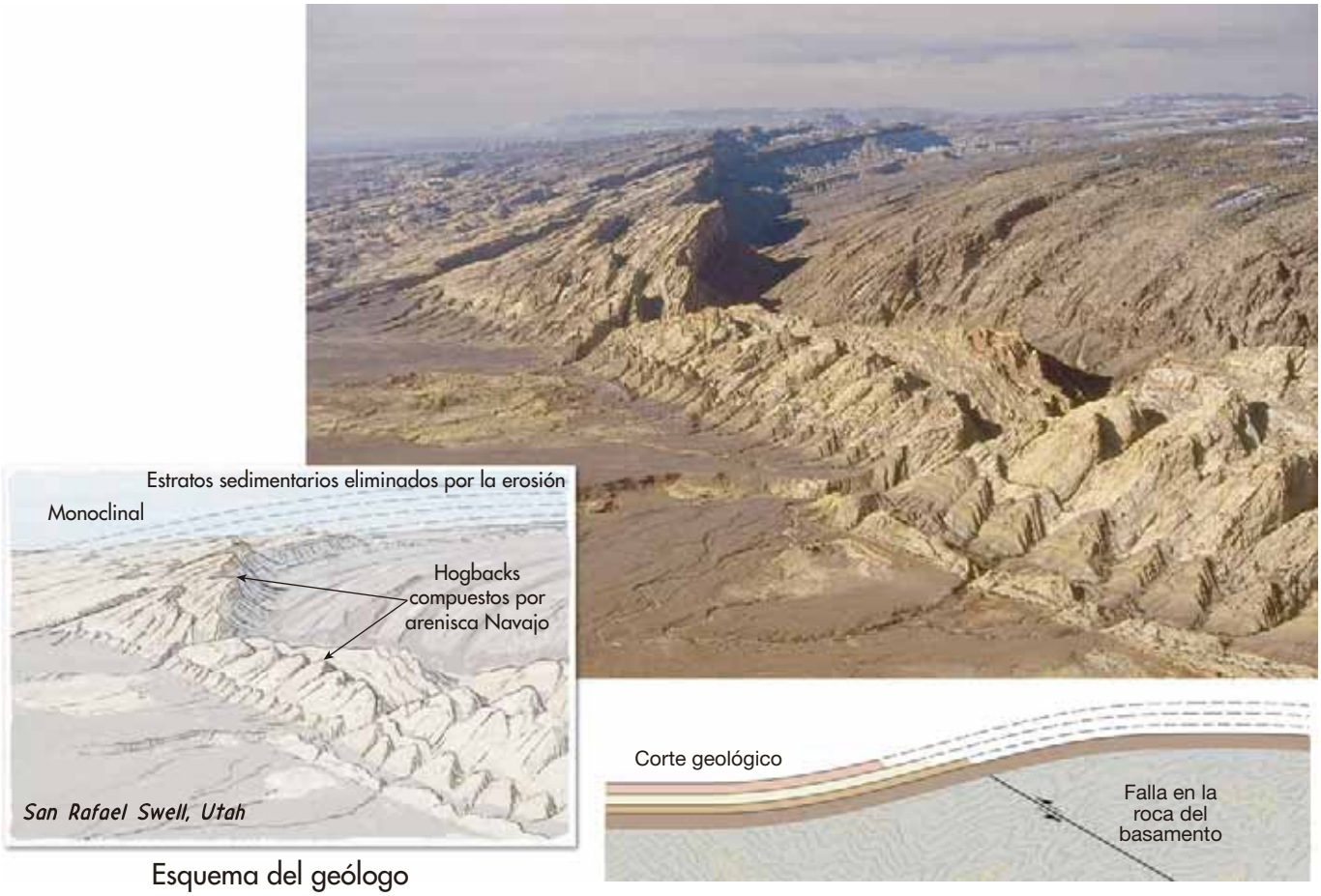


FIGURA 10.18. San Rafael Swell, Utah. Este monoclinal consiste en estratos sedimentarios plegados que fueron deformados por una fractura del basamento. El cabalgamiento de este diagrama se denomina *cabalgamiento ciego* porque no alcanza la superficie (Foto de Stephen Trimbel).

ha presenciado es análogo a la deformación frágil que se produce en la corteza de la Tierra. En la naturaleza, la deformación frágil se produce cuando los esfuerzos superan la resistencia de una roca, haciendo que se rompa o fracture.

En la corteza superior, hasta profundidades de unos 10 km, las rocas tienden a exhibir comportamiento quebradizo por fractura o formación de fallas. Cuando las fuerzas tectónicas hacen que la corteza se combe hacia arriba, las rocas que hay cerca de la superficie se estiran y se separan para formar una fractura denominada *diaclasa*. Las *fallas*, por otro lado, son superficies de fractura en las que los esfuerzos de cizalla hacen que las rocas de uno de los lados de la falla se muevan respecto a las rocas del otro lado. Las fallas implican desplazamiento, las diaclasas no.

Fallas

Las **fallas** son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable. A veces, pueden reconocerse pequeñas fallas en los taludes de las carreteras, observándose estratos sedimentarios desplazados unos pocos metros, como se muestra en la Figura 10.19. Las fallas de esta escala normalmente aparecen como pequeñas rupturas aisladas. Por el contrario, las grandes fallas, como la de San Andrés en California, tienen desplazamientos de centenares de kilómetros y consisten en muchas superficies falladas interconectadas. Estas estructuras, mejor denominadas como *zonas de falla*, pueden tener una anchura de varios kilómetros y a menudo son más fáciles de identificar a partir de fotografías aéreas tomadas a mucha altitud que al nivel del suelo.

Los movimientos súbitos a lo largo de las fallas son la causa de la mayoría de los terremotos. Sin embargo, la gran mayoría de las fallas son inactivas y, por tanto, restos de una deformación antigua. A lo largo de las fallas, la roca suele romperse y pulverizarse conforme los bloques de corteza situados en los lados opuestos de una falla se rozan unos con otros. El material arcilloso débilmente coherente que resulta de esta actividad se denomina *harina de falla*.

FIGURE 10.19. La formación de la falla provocó el desplazamiento vertical de estos estratos (Foto de Fletcher Baylis/ Photo Researchers, Inc.).

En algunas superficies de falla, las rocas acaban muy pulidas y estriadas, o con surcos, a medida que los bloques de corteza se deslizan unos con respecto a otros. Estas superficies pulidas y estriadas, denominadas *espejos de falla* (*slicken* = smooth), proporcionan a los geólogos pruebas de la dirección del desplazamiento más reciente a lo largo de la falla.

Fallas con desplazamiento vertical

Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente paralelo al *buzamiento* (o inclinación) de la superficie de falla se denominan **fallas con desplazamiento vertical**. Se ha convertido en una práctica común denominar a la superficie rocosa que está inmediatamente por encima de la falla el **techo** y a la superficie de roca inferior, el **muro** (Figura 10.20). Esta nomenclatura surgió de los prospectores y mineros que excavaban túneles a lo largo de zonas de falla, porque son frecuentemente zonas con depósitos minerales. En esos túneles, los mineros andaban sobre las rocas situadas debajo de la zona de falla mineralizada (muro) y colgaban sus linternas en las rocas de arriba (techo).

Los desplazamientos verticales a lo largo de estas fallas, pueden producir pequeños resaltes denominados **escarpes de falla** (*scarpe* = pendiente). Estos últimos, como el que se muestra en la Figura 10.21, son producidos por desplazamientos que generan terremotos.

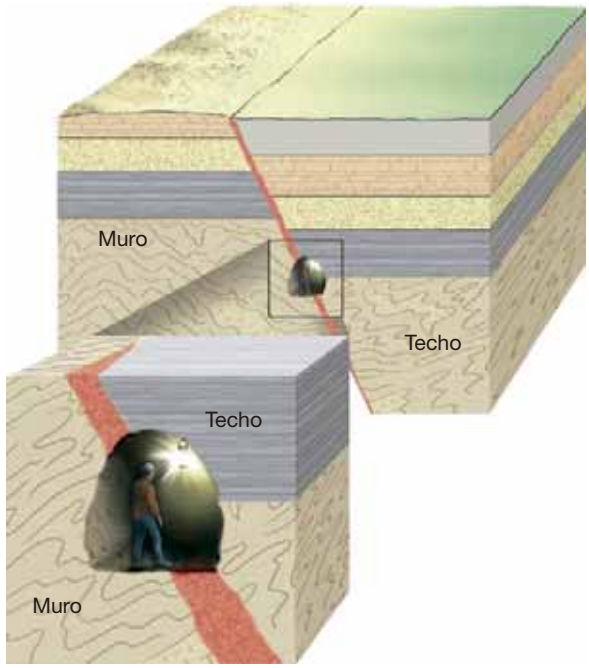


FIGURA 10.20. La roca situada inmediatamente por encima de una superficie de falla se denomina *techo* y la de debajo, *muro*, según los nombres que utilizaban los mineros que excavaron los yacimientos minerales que se formaron a lo largo de las zonas de falla. Los mineros cuelgan sus lámparas en las rocas situadas encima de la traza de la falla (techo) y andan por las rocas situadas debajo de la traza de la falla (muro).

A veces los alumnos preguntan...

¿Cómo determinan los geólogos qué lado de una falla se ha movido?

Es sorprendente que para muchas fallas no pueda responderse a esta pregunta. Por ejemplo, en la imagen de una falla mostrada en la Figura 10.19, ¿descendió el lado izquierdo o se elevó el derecho? Dado que la superficie se ha aplanado por la erosión (en la parte superior de la foto), podría haberse movido cualquier lado; o podrían haberse movido los dos, moviéndose uno más que otro (por ejemplo, podrían haber subido los dos, pero el derecho más que el izquierdo). Por esto es por lo que los geólogos hablan de movimiento *relativo* en las fallas. En este caso, el lado izquierdo descendió *con respecto al* derecho y el derecho ascendió *con respecto al* izquierdo (*véanse* las flechas en la foto)

Fallas normales

Las fallas con desplazamiento vertical se clasifican como **fallas normales** cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro (Figura 10.22). Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento, o la extensión, de la corteza.

Se encuentran fallas normales de una variedad de tamaños. Algunas son pequeñas, con desplazamientos de solo un metro más o menos, como la mostrada en el

FIGURE 10.21. Este escarpe de falla se formó al norte de Landers, California, durante un terremoto en 1992. Es el más grande de los diversos escarpes que se formaron durante este acontecimiento. *éase* el geólogo para escala. El escarpe se creó cuando la tierra de un lado de la falla descendió con respecto a la tierra del lado opuesto (Foto de Roger Ressmeyer/CORBIS).

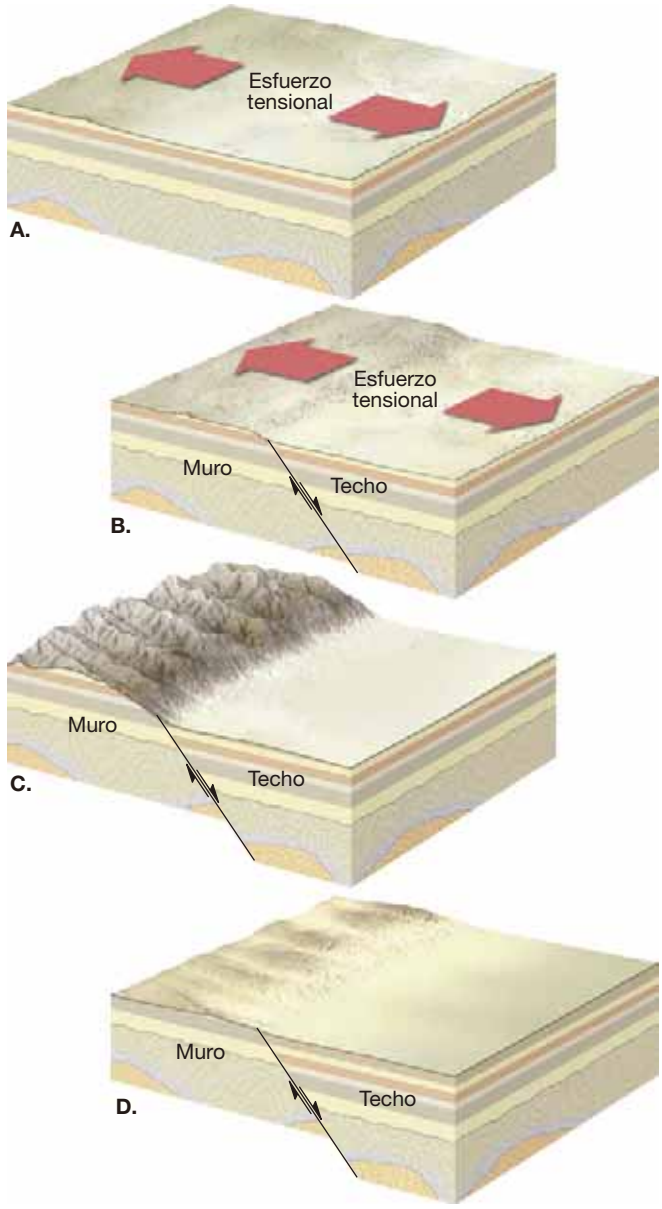


FIGURA 10.22. Bloques diagrama que ilustran una falla normal. **A.** Estratos rocosos antes de la falla. **B.** Movimiento relativo de los bloques desplazados. El desplazamiento puede continuar formando una cordillera montañosa limitada por fallas a lo largo de millones de años y que representa muchos episodios de fracturación espaciados en el tiempo. **C.** Cómo puede la erosión modificar el bloque levantado. **D.** Finalmente el periodo de deformación acaba y la erosión se convierte en el proceso geológico dominante.

corte de carretera de la Figura 10.19. Otras se extienden decenas de kilómetros, durante los cuales pueden trazar sinuosamente el margen de un frente de montaña. La mayoría de las fallas normales, grandes, tienen buzamientos empinados que tienden a allanarse con la profundidad.

En el oeste de Estados Unidos, las fallas normales a gran escala como estas se asocian con estructuras denominadas **montañas limitadas por fallas**.

Ejemplos excelentes de montañas limitadas por fallas se encuentran en la provincia Basin and Range, una región que abarca Nevada y zonas de los estados circundantes (Figura 10.23). En esta región, la corteza se ha alargado y se ha roto para crear más de 200 alineaciones montañosas relativamente pequeñas. Con una media de alrededor de 80 km de longitud, las cordilleras se elevan de 900 a 1.500 m por encima de las cuencas adyacentes, constituidas por bloques hundidos.

La topografía de la provincia Basin and Range ha sido generada por un sistema de fallas normales con una dirección aproximada norte-sur. Los movimientos a lo largo de estas fallas han producido bloques de falla elevados alternos y denominados **horst** y bloques hundidos llamados **graben** (*graben* = zanja). Los horst generan cordilleras elevadas, mientras que los grabens

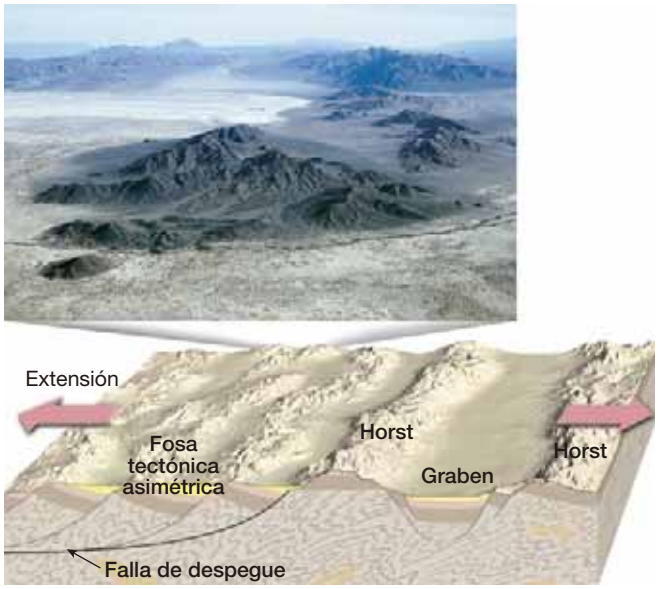


FIGURA 10.23. Fallas normales de la provincia Basin and Range. Aquí, los esfuerzos tensionales han alargado y fracturado la corteza en numerosos bloques. El movimiento a lo largo de esas fracturas ha inclinado los bloques produciendo alineaciones montañosas paralelas denominadas montañas limitadas por fallas. Los bloques hundidos (grabens) forman cuencas, mientras que los bloques elevados (horst) se erosionan y originan una topografía montañosa accidentada. Además, numerosos bloques inclinados (fosas tectónicas asimétricas) dan lugar a cuencas y montañas (Foto de Michael Collier).

forman cuencas. Como se ilustra en la Figura 10.23, las estructuras llamadas **fosas tectónicas asimétricas**, que son bloques de falla inclinados, también contribuyen a la alternancia de altos y bajos topográficos en la provincia Basin and Range. Los horst y los extremos superiores de los bloques inclinados de la falla son el origen de los sedimentos que se han acumulado en las cuencas que fueron creadas por los graben y los extremos inferiores de los bloques inclinados.

Obsérvese, en la Figura 10.23, que las pendientes de las fallas normales de la provincia Basin and Range disminuyen con la profundidad y finalmente se reúnen para formar una falla casi horizontal denominada **falla de despegue (detachment)**. Estas fallas se extienden durante cientos de kilómetros por debajo de la superficie, donde constituyen un límite importante entre las rocas situadas debajo, que exhiben deformación dúctil, y las rocas situadas encima, que demuestran deformación frágil.

El movimiento de las fallas proporciona a los geólogos un método de determinación de la naturaleza de las fuerzas que actúan en el interior de la Tierra. Las fallas normales indican la existencia de esfuerzos tensionales que separan la corteza. Esa «separación» puede llevarse a cabo o bien por levantamiento, que hace que la superficie se estire y rompa, o bien mediante fuerzas horizontales opuestas.

Fallas inversas y cabalgamientos

Las **fallas inversas** son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro (Figura 10.24). Los **cabalgamientos** son fallas inversas con inclinación inferiores a 45°, de modo que el bloque de techo se mueve casi en horizontal sobre el bloque de muro.

Mientras que las fallas normales aparecen en entornos tensionales, las fallas inversas son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. Dado que el bloque de techo se mueve hacia arriba y sobre el bloque de muro, las fallas inversas y los cabalgamientos reflejan un acortamiento de la corteza.

La mayoría las fallas inversas de ángulo alto suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Los cabalgamientos, por otro lado, existen a todas las escalas. Los cabalgamientos pequeños exhiben desplazamientos que oscilan entre milímetros y unos pocos metros. Algunos cabalgamientos grandes tienen desplazamientos del orden de decenas a centenares de kilómetros.

Un lugar clásico de cabalgamientos es el Parque Nacional Glacier de Montana (Figura 10.25). En él, los picos montañosos que proporcionan el aspecto majestuoso al parque, han sido esculpidos en rocas precámbricas que fueron desplazadas sobre estratos cretácicos mucho más jóvenes. En el borde oriental del Parque Nacional Glacier hay un pico solitario denominado Chief Mountain. Este hito bien conocido es un resto aislado de una lámina de cabalgamiento que fue dividida por las fuerzas erosivas del hielo glacial y las aguas superficiales. Un bloque aislado, como el Chief Mountain, se denomina **klippe** (*klippe* = acantilado). Ejemplos de cinturones montañosos producidos por este tipo de tectónica compresiva son los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches.

El cabalgamiento es más pronunciado a lo largo de los límites de placas convergentes. Las fuerzas compresivas asociadas con las placas que chocan crean

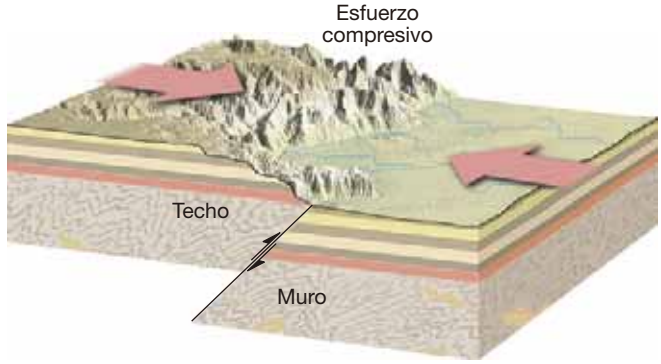


FIGURA 10.24. Bloque diagrama que muestra el movimiento relativo a lo largo de una falla inversa.

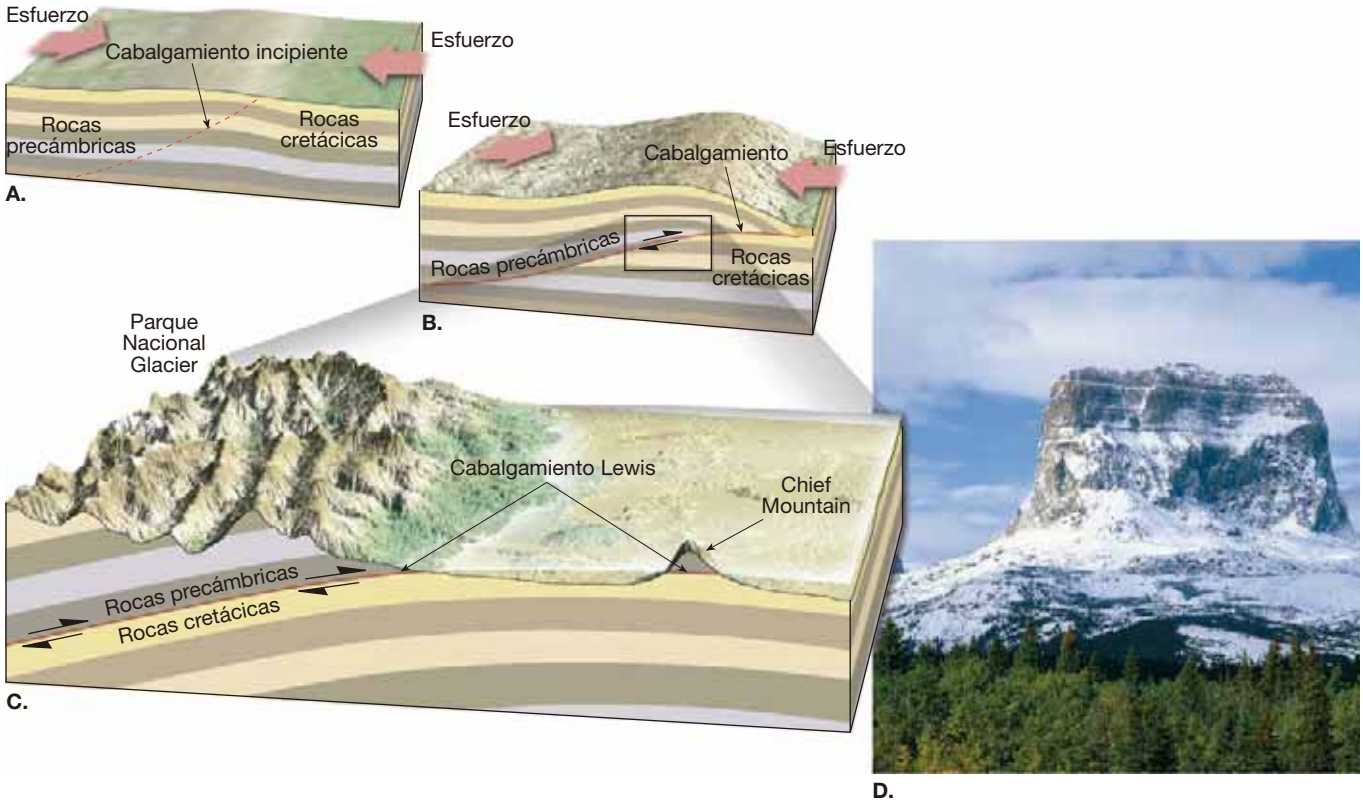


FIGURA 10.25. Desarrollo del cabalgamiento Lewis en Montana. **A.** Entorno geológico antes de la deformación. **B.** El movimiento a gran escala a lo largo de un cabalgamiento desplazó rocas precámbricas sobre estratos cretácicos en la región del Parque Nacional Glacier, Montana. **C.** La erosión por el hielo glacial y el agua corriente produjo la segmentación del cabalgamiento originando un paisaje majestuoso y aisló un resto del cabalgamiento denominado Chief Mountain. **D.** La Chief Mountain, en el Parque Nacional Glacier, es un klippe (Foto de David Muench).

generalmente pliegues, así como cabalgamientos que engrosan y acortan la corteza para producir la topografía montañosa (Figura 10.26).

Fallas de desplazamiento horizontal

Las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla, se denominan **fallas de desplazamiento horizontal** (Figura 10.27). Los primeros registros científicos de fallas de deslizamiento horizontal se debieron al seguimiento de zonas de ruptura superficial que habían producido intensos terremotos. Uno de los más notorios fue el gran terremoto de San Francisco de 1906. Durante este fuerte terremoto, se desplazaron hasta 4,7 m las estructuras que se habían construido a través de la falla de San Andrés, por ejemplo, las vallas. Dado que el movimiento del bloque de corteza del lado opuesto de la falla fue a la derecha según se mira hacia la falla, se denomina falla direccional con movimiento *dextral* .

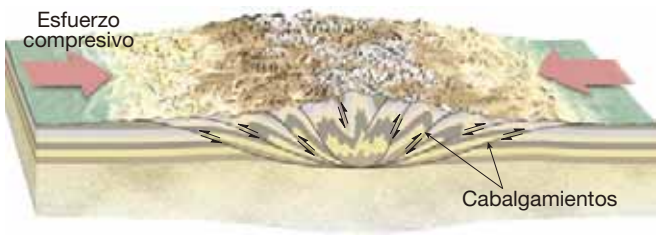


FIGURE 10.26. Fuerzas tectónicas compresivas producen pliegues y cabalgamientos que engrosan y acortan la corteza provocando topografía montañosa.

La falla Great Glen de Escocia es un ejemplo bien conocido de falla de dirección *sinestral,* con un sentido de desplazamiento opuesto. Se ha calculado que el desplazamiento total a lo largo de la falla Great Glen supera los 100 km. También asociados con esta falla hay numerosos lagos, entre ellos el lago Ness, el hogar del legendario monstruo.

En vez de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros. El movimiento más reciente, sin embargo, suele producirse a lo largo de una banda de tan solo unos pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos (Figura 10.28). Las

FIGURE 10.27. Vista aérea de un desplazamiento horizontal (derecho lateral) en el sur de Nevada. Nótese la cresta de roca blanca en la parte superior derecha de la imagen, que fue desplazada a la derecha con respecto a la porción de la misma cresta que aparece abajo a la izquierda en la foto (Foto de Marli Miller).

rocas trituradas y rotas producidas durante la formación de la falla son erosionadas con más facilidad, produciendo, a menudo, valles lineales o depresiones que marcan la ubicación de las fallas de deslizamiento horizontal. Debido a su gran tamaño y a su naturaleza lineal, muchas fallas de desplazamiento horizontal tienen una traza que es visible a lo largo de una gran distancia.

Ciertas fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos grandes placas de corteza. Recordemos que este tipo especial de falla direccional se denomina **falla transformante** (*trans* = a través; *forma* = forma). Numerosas fallas transformantes cortan la litosfera oceánica y conectan las dorsales oceánicas. Otras acomodan el desplazamiento entre placas continentales que se mueven en sentido horizontal una con respecto a la otra. Una de las fallas transformantes mejor conocida es la falla de San Andrés, en California. A esta falla de límite de placas puede seguírsele el trazado durante unos 950 km

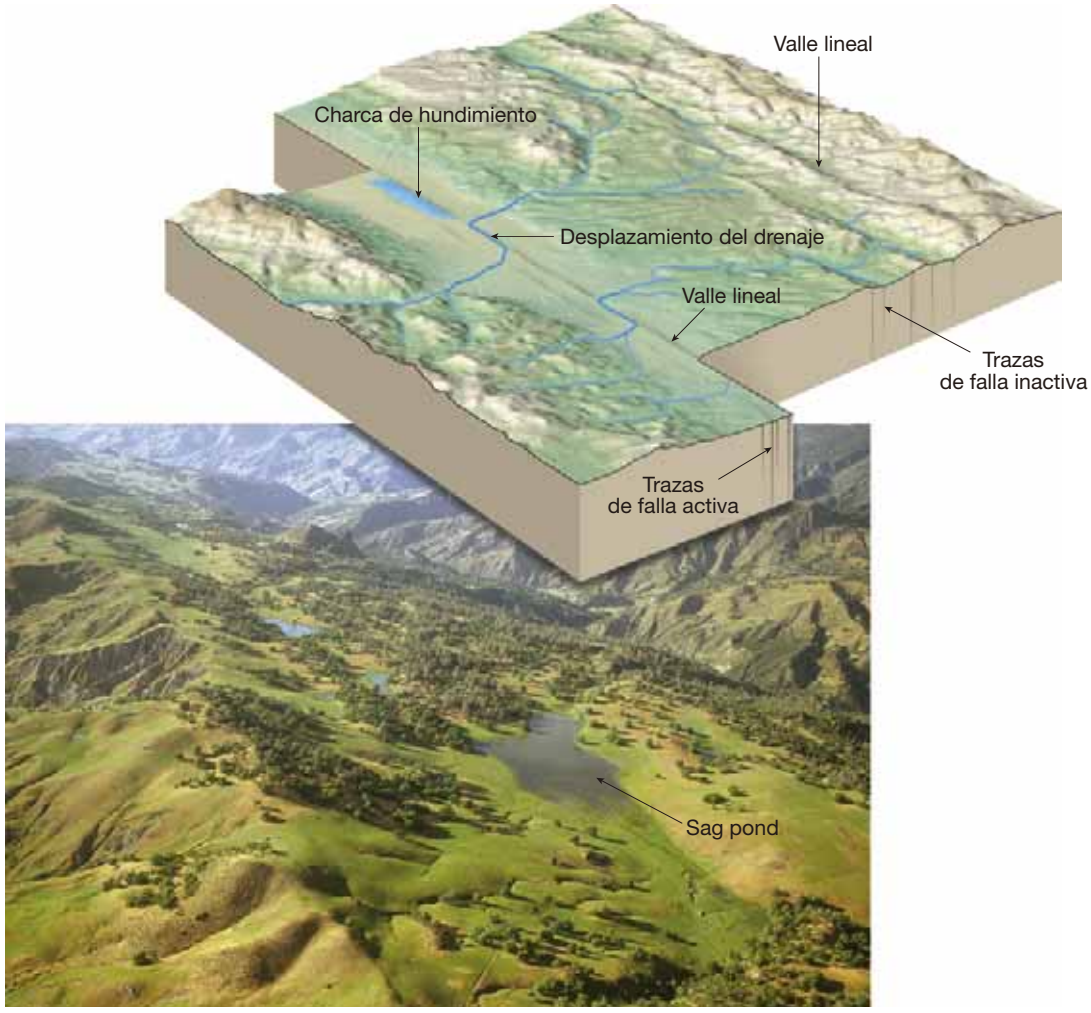


FIGURE 10.28. Falla de desplazamiento horizontal. El diagrama de bloque ilustra los rasgos asociados con las fallas de desplazamiento horizontal grandes. Nótese cómo los caudales de los ríos se han desviado por el movimiento de la falla. Foto de puntos de hundimiento a lo largo de la huella de la Falla de San Andrés (Foto de Michael Collier).

FIGURA 10.29. Mapa que muestra la extensión del sistema de fallas de San Andrés. El recuadro muestra una vista aérea de la falla de San Andrés (Foto por D. Parker/Photo Researchers).

FIGURE 10.30. Diaclasas casi paralelas en la arenisca Navajo, en el Arches National Park, Utah (Foto de Michael Collier).

desde el golfo de California hasta un punto situado a lo largo de la costa norte de San Francisco, donde desaparece en el mar. Desde su formación, hace unos 30 millones de años, el desplazamiento a lo largo de la falla de San Andrés ha superado los 560 km. Este movimiento ha acomodado el desplazamiento hacia el norte del suroeste californiano y la Baja Península de México en relación con el resto de Norteamérica.

A veces los alumnos preguntan...

¿Se ha visto alguna vez cómo se forma un escarpe de falla?

Sorprendentemente, sí. Se han dado varios casos en que algunas personas, de manera fortuita, han estado en el lugar adecuado y en el momento oportuno para observar la creación de un escarpe de falla, y han vivido para contarlo. En Idaho un gran terremoto creó en 1983 un escarpe de falla de 3 metros, lo cual fue presenciado por varias personas, muchas de las cuales huyeron rápidamente. Sin embargo, es más frecuente que se detecten los escarpes de falla *después* de su formación. Por ejemplo, en 1999 un terremoto en Taiwán creó un escarpe de falla que originó una cascada de agua y destruyó un puente próximo.

Diaclasas

Entre las estructuras rocosas más comunes se cuentan las fracturas denominadas diaclasas. A diferencia de las fallas, las **diaclasas** son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Aunque algunas diaclasas tienen una orientación aleatoria, la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos (*véase* Figura 10.30).

Ya hemos considerado dos tipos de diaclasas. En el Capítulo 4 vimos que las *diaclasas columnares* se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y se desarrollan fracturas de retracción que producen columnas alargadas en forma de pilares (Figura 10.31). También recordemos del Capítulo 6 que el lajamiento produce un modelo de diaclasas suavemente curvadas que se desarrollan más o menos en paralelo a la superficie de los grandes cuerpos ígneos, como los batolitos. En estos casos, la formación de diaclasas es consecuencia de la expansión gradual que se produce cuando la erosión elimina la carga suprayacente (*véase* la Figura 6.5, pág. 206).

La mayoría de las diaclasas se produce cuando se deforman las rocas de la corteza más externa a medida que los esfuerzos tensionales hacen que la roca se rompa por fractura frágil. También puede desarrollarse gran cantidad de diaclasas en respuesta a levantamientos y hundimientos regionales de la corteza relativamente sutiles y, a menudo, apenas perceptibles. En muchos casos, la causa de formación de diaclasas en una zona particular no es fácil de apreciar.

Muchas rocas están rotas por dos o incluso tres tipos de diaclasas que se intersectan, lo que fragmenta las

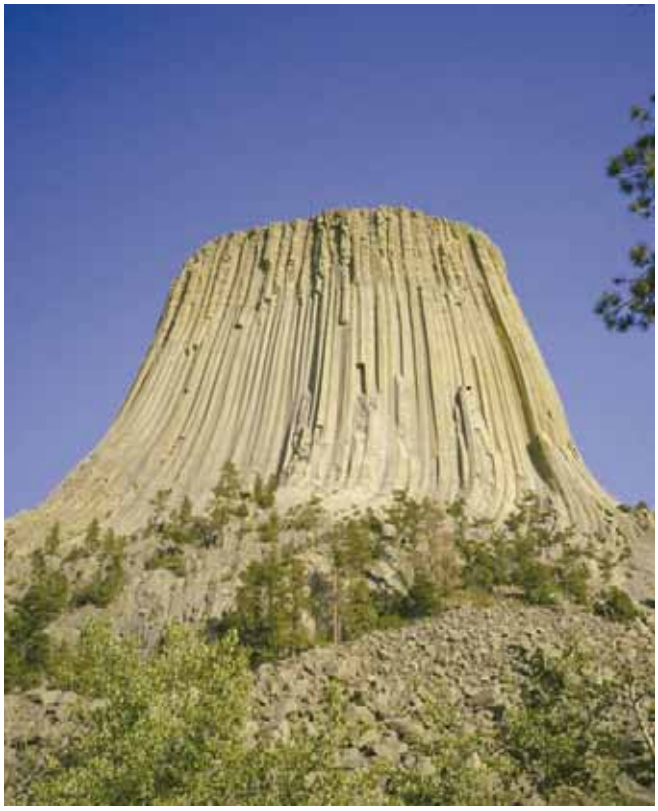


FIGURE 10.31. Devil's Tower National Monument está en el este de Wyoming. Establecido en septiembre de 1906, fue nuestro primer monumento nacional. Este monolito casi vertical se eleva más de 380 m por encima de las praderas y pinares circundantes. Esta imponente estructura exhibe diaclasas columnares, que se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y provocan fracturas de retracción, las cuales producen estructuras alargadas como pilares de cinco a siete lados (Foto de Geoff Renner/Robert Harding Picture).

rocas en numerosos bloques de formas regulares (*véase* la Figura 10.30). Estos conjuntos de diaclasas ejercen a menudo una fuerte influencia sobre otros procesos geológicos. Por ejemplo, la meteorización química tiende a concentrarse a lo largo de diaclasas y, en muchas áreas, el movimiento del agua subterránea y, por tanto, la disolución de las rocas solubles están controlados por el modelo de las diaclasas. Además, un sistema de diaclasas puede influir en la dirección que siguen los cursos de las corrientes de agua. El modelo de drenaje rectangular descrito en el Capítulo 16 es uno de esos casos.

Las diaclasas también pueden ser significativas desde un punto de vista económico. Algunos de los mayores yacimientos minerales y más importantes del mundo se encuentran a lo largo de sistemas de diaclasas. Las disoluciones hidrotermales, que son básicamente fluidos mineralizados, pueden migrar a través de las rocas fracturadas y precipitar cantidades económicamente importantes de cobre, plata, oro, cinc, plomo y uranio.

Además, las rocas con muchas diaclasas representan un riesgo para las grandes construcciones de ingeniería, entre ellas las autopistas y las presas. El 5 de junio de 1976 se perdieron 14 vidas y casi 1.000 millones de dólares en daños materiales cuando se derrumbó la presa Teton en Idaho. Esta presa se había construido con arcillas y limos muy erosionables y estaba situada en rocas volcánicas muy fracturadas. Aunque se intentó rellenar los huecos de las rocas diaclasadas, el agua fue penetrando gradualmente en las fracturas de las rocas del subsuelo y socavó los cimientos de la presa. Por último, el agua en movimiento excavó un túnel en las arcillas y los limos fácilmente erosionables. En cuestión de minutos la presa se hundió, lanzando un frente de agua de 20 m de altura aguas abajo de los ríos Teton y Snake.

A veces los alumnos preguntan...

¿Las fallas exhiben solo desplazamiento vertical y horizontal?

No. Las fallas con desplazamiento horizontal y las fallas con desplazamiento vertical se encuentran en los extremos opuestos del espectro de las estructuras de falla. Las fallas que exhiben una combinación de desplazamientos verticales y horizontales se denominan **fallas con desplazamiento oblicuo.** Aunque la mayoría de las fallas podrían clasificarse técnicamente como fallas con desplazamiento oblicuo, en general exhiben movimiento horizontal o vertical.

CARTOGRAFÍA DE LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Cuando estudia una región, el geólogo identifica y describe las estructuras principales. A menudo, una estructura es tan grande que desde una zona concreta solo puede verse una pequeña porción. En muchas situaciones, la mayor parte de las capas está cubierta por vegetación o por sedimentos recientes. Por consiguiente, la reconstrucción debe hacerse utilizando los datos recogidos de un número limitado de *afloramientos,* que son lugares donde el sustrato de roca queda expuesto en la superficie (Recuadro 10.1). Pese a esas dificultades, una serie de técnicas cartográficas permite a los geólogos reconstruir la orientación y la forma de las estructuras existentes. En los últimos años, los avances acaecidos en fotografía aérea, en la obtención de imágenes a través de los satélites y en el desarrollo del sistema de posicionamiento global (GPS) han ayudado en este trabajo. Además, los perfiles de reflexión sísmica (*véase* Capítulo 12) y las perforaciones proporcionan datos sobre la composición y la estructura de las rocas que se encuentran en la profundidad.

ENTENDER LA TIERRA

Denominación de las unidades rocosas locales

RECUADRO 10.1

Uno de los principales objetivos de la Geología es el de reconstruir la larga y compleja historia de la Tierra a través del estudio sistemático de las rocas. En muchas regiones, no hay continuidad en los afloramientos rocosos. Por consiguiente, el estudio de los estratos debe realizarse de una manera local y correlacionarse con los datos de las zonas adyacentes para producir una descripción de mayor alcance y más completa. El primer paso en el esfuerzo para desvelar los acontecimientos del pasado geológico consiste en describir y cartografiar las unidades rocosas expuestas en los afloramientos locales.

Describir algo tan complejo como una secuencia potente de rocas exige subdividir las capas en unidades de un tamaño manejable. La división rocosa más básica se denomina *formación,* que es simplemente una serie característica de estratos que se generaron mediante los mismos procesos geológicos. Más exactamente, una formación es una unidad rocosa cartografiable que tiene unos límites (o contactos con otras rocas) definidos y ciertas características evidentes (tipo de roca) a través de las que puede rastrearse de un lugar a otro y distinguirse de otras unidades rocosas.

En la Figura 10.A se muestran varias de las formaciones indicadas expuestas en las paredes del Gran Cañón. Los geólogos subdividen las secuencias rocosas de todo el mundo en formaciones, exactamente iguales a como están subdivididos estos estratos rocosos del Gran Cañón.

Quienes han tenido la oportunidad de viajar a algunos de los parques nacionales del oeste de Estados Unidos pueden estar ya familiarizados con los nombres de ciertas formaciones. Son formaciones bien conocidas la arenisca Navajo del Parque Nacional Zion, la caliza Redwall del Gran Cañón, la arenisca Entrada del Parque Nacional Arches, y la formación Wasatch en el Parque Nacional del Cañón Bryce.

FIGURA 10.A. El Gran Cañón con los nombres de algunas de sus formaciones rocosas (Foto de E. J. Tarbuck).

Aunque las formaciones pueden estar compuestas de rocas ígneas o metamórficas, la gran mayoría son rocas sedimentarias. Una formación puede ser relativamente fina y estar compuesta de un solo tipo de roca, por ejemplo, un estrato de caliza de un metro de grosor. En el otro extremo, las formaciones pueden tener miles de metros de espesor y estar compuestas de una secuencia interestratificada de tipos de roca como areniscas y lutitas. La condición más importante que debe cumplirse para establecer una formación es que *ésta constituya una unidad de roca producida por condiciones uniformes o uniformemente alternantes.*

En la mayor parte de las regiones del mundo, el nombre de cada formación consta de dos partes; por ejemplo, la arenisca Oswego y la formación Carmel. Lo ideal es que la primera parte del nombre indique el tipo de roca dominante, como ejemplifican los nombres como la arenisca Dakota, la caliza Kaibab y la lutita Burgess. Cuando no hay un tipo de roca dominante, se utiliza el término *formación,* como en la conocida formación Chinle, expuesta en el Parque Nacional del Bosque Petrificado de Arizona. En general, la segunda parte del nombre se toma de una estructura geológica o una localidad donde la formación está clara y completamente expuesta. Por ejemplo, la extensa formación Morrison está bien expuesta en Morrison, Colorado. Por tanto, esta exposición particular se conoce como la *localidad tipo.*

En resumen, describir y denominar las formaciones es un primer paso importante en el proceso de organización y simplificación del estudio y el análisis de la historia de la Tierra.

Dado que los sedimentos suelen depositarse en capas horizontales, la cartografía geológica se realiza con mucha más facilidad cuando los estratos afloran en la superficie. Si los estratos de rocas sedimentarias siguen estando horizontales, esto les dice a los geólogos que probablemente el área no ha experimentado modificaciones estructurales. Pero si los estratos están inclinados, plegados o fracturados, esto indica que se produjo un periodo de deformación después de la deposición.

Dirección y buzamiento

Los geólogos utilizan dos medidas denominadas *dirección* (rumbo) y *buzamiento* (inclinación) para ayudar a determinar la orientación o actitud de un estrato rocoso o de una superficie de falla (Figura 10.32). Conociendo la dirección y el buzamiento de las rocas en la superficie, los geólogos pueden predecir la naturaleza y la estructura de las unidades rocosas y las fallas que están

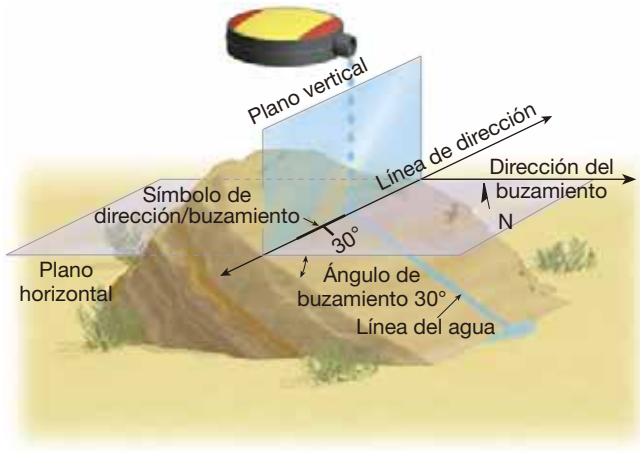
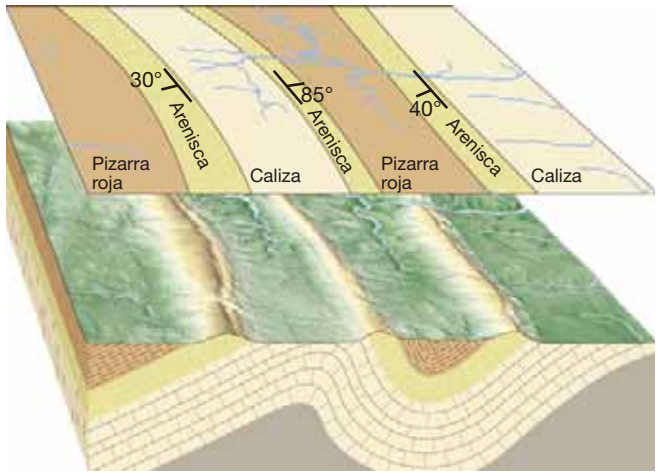


FIGURA 10.32. Dirección y buzamiento de un estrato rocoso.

A. Vista del mapa



B. Bloque de diagrama

FIGURA 10.33. Estableciendo la dirección y el buzamiento de los estratos sedimentarios que afloran en un mapa **A.** los geólogos pueden deducir la orientación de la estructura en el subsuelo **B.**

ocultas debajo de la superficie fuera del alcance de nuestra vista.

La **dirección** es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de un estrato rocoso inclinado, o falla, con un plano horizontal (Figura 10.32). La dirección, o rumbo, suele expresarse como el valor de un ángulo en relación con el norte. Por ejemplo, (N 10° E) significa que la línea de dirección se dirige 10° al este desde el norte. La dirección del estrato ilustrado en la Figura 10.32 es de aproximadamente norte 75° este (N 75° E).

El **buzamiento** es el ángulo de inclinación de la superficie de una unidad rocosa o una falla medido desde un plano horizontal. El buzamiento incluye tanto el valor del ángulo de inclinación como la dirección hacia la cual la roca está inclinada. En la Figura 10.32, el ángulo de buzamiento del estrato rocoso es de 30°. Una buena manera de visualizar el buzamiento es imaginar que el agua descenderá siempre por la superficie rocosa según una línea paralela al buzamiento. La dirección de caída formará siempre un ángulo de 90° con la dirección.

En el campo, los geólogos miden la dirección (rumbo) y el buzamiento (inclinación) de las rocas sedimentarias en tantos afloramientos como sea conveniente. Esos datos se representan luego en un mapa topográfico o en una fotografía aérea junto con una descripción codificada por colores de la roca. A partir de la orientación de los estratos, puede establecerse la orientación y la forma supuestas de la estructura, como se muestra en la Figura 10.33. Utilizando esta información, el geólogo puede reconstruir las estructuras previas a la erosión y empezar a interpretar la historia geológica de la región.

CAPÍTULO 10 La deformación de la corteza

RESUMEN

- El término *deformación* se refiere a los cambios de forma o de volumen de un cuerpo rocoso, y es más pronunciada a lo largo de los bordes de placa. Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos utilizan el término *esfuerzo*, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. El esfuerzo, cuando es uniforme en todas las direcciones, se denomina *presión de confinamiento*, mientras que los *esfuerzos diferenciales* se aplican de manera desigual en direcciones diferentes. Los esfuerzos diferenciales que acortan un cuerpo de roca son *esfuerzos compresionales;* los que alargan la unidad rocosa son *esfuerzos tensionales.* La *deformación* es el cambio de tamaño y forma de una unidad rocosa provocado por el esfuerzo.
- Las rocas se deforman de manera diferente dependiendo del entorno (temperatura y presión de

confinamiento), la composición y la textura de la roca y el tiempo durante el que se mantiene el esfuerzo. Las rocas responden primero mediante deformación *elástica* y vuelven a su forma original cuando cesa el esfuerzo. Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia), las rocas o bien se deforman por flujo dúctil o bien se fracturan. La *deformación dúctil* es un flujo en estado sólido que provoca un cambio del tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. El flujo dúctil puede producirse por deslizamiento gradual y recristalización a lo largo de planos de fragilidad en el interior del retículo cristalino de los clastos minerales. Se produce deformación dúctil en un entorno de presión y temperatura elevadas. En un entrono próximo a la superficie, la mayoría de las rocas se deforman mediante *fracturación.*

- Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación de las rocas son los *pliegues* (doblamiento de rocas volcánicas y sedimentarias inicialmente planas en una serie de ondulaciones) y *fallas.* Los dos tipos más comunes de pliegues son los *anticlinales,* formados por el plegamiento convexo, o arqueamiento, de los estratos rocosos, y los *sinclinales,* que son pliegues cóncavos. La mayoría de los pliegues son consecuencia de *esfuerzos compresivos* horizontales. Los pliegues pueden ser *simétricos, asimétricos* o, si un flanco se ha inclinado más allá de la vertical, *volcados.* Los *domos* (estructuras levantadas) y las *cubetas* (estructuras hundidas) son pliegues circulares o algo alargados formados por desplazamientos verticales de los estratos.
- Las fallas son fracturas de la corteza a lo largo de las cuales se ha producido un desplazamiento apreciable. Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente vertical se denominan *fallas con desplazamiento vertical.* Estas fallas incluyen las *normales* y las *fallas inversas.* Las fallas inversas de poco ángulo se denominan *cabalgamientos.* Las fallas normales indican *esfuerzos tensionales* que separan la corteza. A lo largo de los centros de expansión de las placas, la divergencia puede hacer que un bloque central, denominado «*graben*», limitado por fallas normales, descienda a medida que las placas se separan.
- Las fallas inversas y los cabalgamientos indican que están actuando *fuerzas compresivas.* Se encuentran grandes *cabalgamientos* a lo largo de las zonas de subducción y de otros bordes convergentes donde colisionan las placas. En regiones montañosas como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado estratos hasta 50 kilómetros por encima de unidades rocosas adyacentes.
- Las *fallas de desplazamiento horizontal* muestran fundamentalmente movimientos paralelos a la dirección del plano de falla. Grandes fallas de desplazamiento horizontal, denominadas *fallas transformantes,* acomodan el desplazamiento entre bordes de placas. La mayoría de las fallas transformantes corta la litosfera oceánica y conecta centros de expansión. La falla de San Andrés corta la litosfera continental y acomoda el desplazamiento hacia el norte de la placa del Pacífico de Norteamérica.
- Las *diaclasas* son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Suelen aparecer en grupos con orientaciones aproximadamente paralelas y son consecuencia de la fracturación frágil de rocas localizadas en la corteza más externa.
- La orientación de las unidades rocosas o de las superficies de falla se establece mediante la dirección y el buzamiento. La *dirección* es la orientación con respecto al norte magnético de una línea generada por la intersección de un estrato de roca inclinado o de una falla con un plano horizontal. El *buzamiento* es el ángulo de inclinación de la superficie de una unidad rocosa o de una falla medida desde un plano horizontal.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

anticlinal, 327
buzamiento, 341
cizalla, 321
cubeta, 330
deformación, 321
deformación dúctil, 323
deformación elástica, 323
deformación frágil, 323
diaclasa, 338
dirección, 341
domo, 330
escarpe de falla, 333
esfuerzo, 321
esfuerzo compresivo, 321
esfuerzo diferencial, 321
esfuerzo tensional, 321
estructura rocosa, 325
estructuras tectónicas, 320
falla, 332
falla de despegue (*detachment*), 335
falla de desplazamiento horizontal, 336
falla con desplazamiento vertical, 333
falla inversa, 335
falla normal, 333
falla transformante, 337
fosa tectónica asimétrica, 335
graben o fosa tectónica, 334
hogback, 331
horst, 334
klippe, 335
monoclinal, 331
montaña limitada por fallas, 334
pliegue, 327
presión de confinamiento, 321
sinclinal, 328
techo, 333

PREGUNTAS DE REPASO

1. Enumere tres (3) estructuras rocosas asociadas a la deformación.
2. ¿Qué es la deformación de las rocas? ¿Cómo se transforma un cuerpo rocoso durante la deformación?
3. Compare los esfuerzos tensionales y compresivos.
4. Compare la deformación y el esfuerzo.
5. Describa la deformación elástica
6. ¿En qué se diferencia la deformación frágil de la deformación dúctil?
7. Enumere y describa los cuatro factores que afectan a la resistencia de una roca.
8. Distinga entre anticlinales y sinclinales, domos y cubetas, anticlinales y domos.
9. Las Black Hills de Dakota del Sur son un buen ejemplo, ¿de qué tipo de rasgo estructural?
10. Describa la formación de un pliegue monoclinal.
11. ¿Qué es el techo de una falla? ¿Y el suelo?
12. Compare los movimientos que se producen a lo largo de las fallas normales e inversas. ¿Qué tipo de esfuerzo indica cada falla?
13. ¿La falla que se muestra en la Figura 10.19 es una falla normal o una falla inversa?
14. Describa un horst y un graben.
15. ¿Qué tipo de fallas está asociado con las montañas limitadas por fallas?
16. ¿En qué se diferencian las fallas inversas de los cabalgamientos? ¿En qué se parecen?
17. Describa el movimiento relativo a lo largo de una falla de desplazamiento horizontal.
18. La falla de San Andrés es un excelente ejemplo de una falla de desplazamiento horizontal llamada una _____.
19. ¿Con cuál de los tres tipos de bordes de placa se asocian las fallas normales? ¿Y los cabalgamientos? ¿Y las fallas de desplazamiento horizontal?
20. ¿En qué se diferencian las diaclasas de las fallas?
21. ¿Qué es un afloramiento?
22. ¿Qué dos medidas se utilizan para establecer la orientación de los estratos deformados? Distíngalas.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 11

Los terremotos y los riesgos sísmicos

El 17 de octubre de 1989, a las 5 h 04 de la tarde, miles de televidentes estaban contemplando el tercer partido de la World Series. Lo que vieron, en cambio, fue que las pantallas se apagaron cuando los temblores sacudieron el Parque Candlestick de San Francisco, donde se cortaron la energía y las líneas de comunicación. Aunque el epicentro del terremoto se encontraba en una parte remota de las montañas Santa Cruz, 100 km al sur, el daño principal se produjo en el distrito de Marina de San Francisco.

El resultado más trágico de la violenta sacudida fue el derrumbamiento de algunas secciones elevadas de la autopista interestatal 880. El movimiento del terreno produjo el desplome del nivel superior, dispersando el cemento de las columnas de apoyo a lo largo de una sección de 2 km y medio de la autopista. A continuación, el piso superior se hundió sobre la carretera inferior, aplastando los coches como si fueran latas de aluminio. Este terremoto, denominado Loma Prieta por su punto de origen, se cobró 67 vidas.

A mediados de enero de 1994, menos de cinco años después de que el terremoto de Loma Prieta devastara algunas zonas de la bahía de San Francisco, un gran terremoto sacudió la zona de Northridge en Los Ángeles. Aunque no fue el legendario «Big One», este moderado terremoto de magnitud 6,7 dejó 57 muertos, más de 5.000 heridos y decenas de miles de hogares sin agua ni electricidad. Las pérdidas superaron los 40.000 millones de dólares y el terremoto se atribuyó a una falla desconocida que se rompió 18 km debajo de Northridge y generó daños interiores superiores a 40 mil millones de dólares.

El terremoto de Northridge empezó a las 4 h 31 m de la madrugada y duró unos 40 segundos. Durante este breve periodo, el terremoto aterrorizó a toda la zona de Los Ángeles. En el complejo de apartamentos de tres plantas de Northridge Meadows, 16 personas perdieron la vida cuando parte de los pisos superiores se hundieron sobre las unidades del primer piso. Una investigación reveló que las vigas en mal estado contribuyeron al derrumbe. Casi 300 escuelas resultaron seriamente dañadas y una docena de carreteras principales se estropearon. Entre estas estaban dos de las principales arterias de California: la Golden State Freeway (Interestatal 5), que quedó bloqueada por el hundimiento de un paso elevado, y algunas secciones de la Santa Mónica Freeway. Por fortuna, estas carreteras prácticamente no tenían tráfico a esta hora de la madrugada.

En la zona de Granada Hills, las tuberías de gas se rompieron y ardieron en llamas, mientras las calles se inundaron de agua. Setenta casas ardieron en el área de Sylmar. Un tren con 64 vagones descarriló, entre ellos algunos vagones que transportaban mercancías peligrosas. Llama la atención que la destrucción no fuera mayor. No cabe duda de que la mejora de las estructuras, para satisfacer los requisitos de construcción desarrollados para esta zona propensa a los terremotos, contribuyó a reducir al mínimo lo que habría podido ser una tragedia humana mucho mayor.

¿QUÉ ES UN TERREMOTO?

EARTHQUAKES
▸ What is an Earthquake

Los **terremotos** son fenómenos geológicos naturales producidos por un movimiento rápido y repentino de un gran volumen de roca (Figura 11.1). La violenta sacudida y destrucción causada por los terremotos son consecuencia de la ruptura y deslizamiento a lo largo de fracturas de la corteza terrestre denominadas **fallas**. Los terremotos grandes son consecuencia de la ruptura de segmentos de falla más grandes. El origen de un terremoto se produce a profundidades comprendidas entre 5 y 700 km, en el **foco** (*foci* = *punto*) o **hipocentro**. El punto de la superficie que se encuentra directamente encima del foco se denomina **epicentro** (Figura 11.2)

Durante los terremotos, se libera una enorme cantidad de energía en forma de calor y **ondas sísmicas**, una forma de energía elástica que provoca vibraciones en el material que las transmite. Las ondas sísmicas son análogas a las producidas cuando se lanza una piedra en un estanque tranquilo. Exactamente igual a como el impacto de la piedra induce el movimiento de ondas en el agua, un terremoto genera ondas sísmicas que irradian

FIGURA 11.1. Destrucción provocada por un gran terremoto que azotó el noroeste de Turquía el 17 de agosto de 1999. Más de 17.000 personas perdieron la vida (Foto de Yann Arthus-Bertrand/Peter Arnold, Inc.).

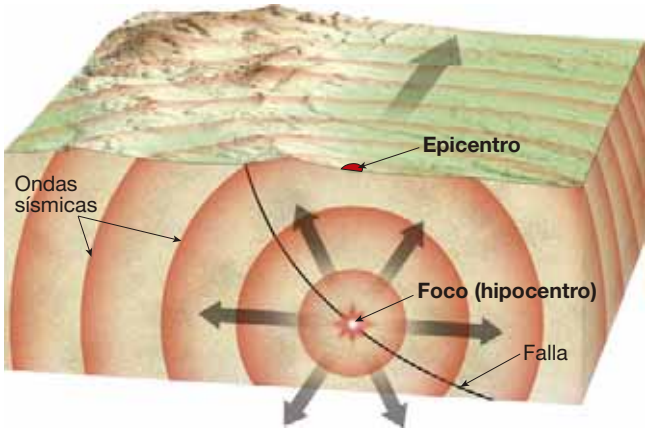


FIGURA 11.2. Foco y epicentro de un terremoto. El *foco* o *hipocentro* es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El *epicentro* es la localización superficial que está directamente encima del foco.

a través de la Tierra. Aun cuando la energía sísmica se disipa rápidamente conforme aumenta la distancia, instrumentos sensibles localizados por todo el mundo detectan y registran estos acontecimientos.

Más de 30.000 terremotos con intensidad suficiente para dejarse sentir se producen cada año en todo el mundo. Por fortuna, en la mayoría de los casos se trata de temblores pequeños que tienen poco efecto en nuestras vidas. No obstante, a lo largo del tiempo geológico han contribuido a dar forma a nuestro paisaje.

En general, solo tienen lugar unos 75 terremotos significativos cada año, y muchos de ellos se producen en regiones remotas. A veces se produce un terremoto grande cerca de un centro de población importante. Bajo esas condiciones, un terremoto se cuenta entre las fuerzas naturales más destructivas de la Tierra.

El temblor del terreno, junto con la licuefacción de los suelos, siembra la devastación en edificios, autopistas y otras estructuras. Además, cuando se produce un terremoto en un área poblada, suelen romperse las tuberías del gas y las líneas de energía, lo que causa numerosos incendios. En el famoso terremoto de San Francisco, en 1906, gran parte del daño lo causaron los incendios que se volvieron rápidamente incontrolables cuando la ruptura de las tuberías del agua dejó a los bomberos con solo un hilo de esta (Figura 11.3).

Descubrimiento de las causas de los terremotos

La energía liberada por las explosiones atómicas o por el movimiento del magma en la corteza terrestre puede producir ondas parecidas a un terremoto, pero esos

FIGURA 11.3. San Francisco en llamas después del terremoto de 1906. (Reproducción de la colección de la Biblioteca del Congreso.) La foto insertada muestra el fuego desencadenado cuando se rompió una tubería de gas durante el terremoto de Northridge en el sur de California en 1994 (AFP/Getty images).

acontecimientos son relativamente débiles. ¿Qué mecanismo produce un terremoto destructivo? Como hemos aprendido, la Tierra no es un planeta estático. Sabemos que en algunas ocasiones se han levantado grandes secciones de la corteza terrestre, porque se han encontrado fósiles de organismos marinos a miles de metros por encima del nivel del mar. Otras regiones muestran evidencias de subsidencia extensa. Además de estos desplazamientos verticales, los desalineamientos de vallas, carreteras y otras estructuras indican que el movimiento horizontal es también común (Figura 11.4).

El mecanismo real de generación de los terremotos resultó esquivo para los geólogos hasta que H. F. Reid, de la Universidad Johns Hopkins, llevó a cabo un estudio después del gran terremoto de San Francisco en 1906. El terremoto estuvo acompañado por desplazamientos horizontales superficiales de varios metros a lo largo de la parte norte de la falla de San Andrés. Las investigaciones de campo determinaron que durante este terremoto la placa del Pacífico se desplazó hacia el norte deslizándose hasta 4,7 m con respecto a la placa norteamericana adyacente.

Lo que Reid dedujo de sus investigaciones se ilustra en la Figura 11.5. Los esfuerzos tectónicos que actúan durante centenares de años deforman lentamente las rocas de la corteza a ambos lados de una falla. Cuando son deformadas por esfuerzos diferenciales, las rocas se van deformando y almacenando energía elástica, de manera muy parecida a lo que ocurre cuando se dobla una varilla de madera (Figura 11.5B). Por fin, se supera la resistencia friccional que mantiene unidas las rocas. El deslizamiento permite que la roca deformada vuelva a su posición de partida, libre de esfuerzo

FIGURA 11.4. El deslizamiento a lo largo de una falla produjo un desplazamiento en este campo de cultivo de naranjos al este de Calexico, California (Foto de John S. Shelton). La foto insertada muestra el desplazamiento de 2,5 metros de la valla durante el terremoto de 1906 en San Francisco (Foto de G.K Gilbert, U.S. Geological Survey).

(Figura 11.5C, D). Este «salto atrás» de las rocas fue denominado **rebote elástico** por Reid, porque la roca se comporta de manera elástica, de una manera muy parecida a como lo hace un anillo de goma elástica cuando es liberado. Las vibraciones que conocemos como un terremoto se producen cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original.

En resumen, *los terremotos se producen por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en la roca que ha sido deformada por esfuerzos diferenciales*. Una vez superada la resistencia de la roca, esta se rompe súbitamente, provocando las vibraciones de un terremoto.

Sismos precursores y réplicas

Los terremotos fuertes van seguidos de numerosos temblores más pequeños, denominados **réplicas,** que disminuyen de frecuencia e intensidad gradualmente a lo largo de varios meses. A las 24 h del gran terremoto de Alaska en 1964, se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6. En los siguientes 69 días se produjeron más de 10.000 réplicas con magnitudes de 3,5 o superiores, y a lo largo de 18 meses se registraron miles de temblores menores. Dado que las réplicas se producen principalmente en la sección de la falla que se ha deslizado, proporcionan a los geólogos datos útiles para establecer las dimensiones de la superficie fracturada.

Aunque las réplicas son más débiles que el terremoto principal, a veces pueden desencadenar la destrucción de estructuras ya muy debilitadas. Esto se produjo, por ejemplo, durante un terremoto ocurrido en Armenia noroccidental en 1988, donde mucha gente vivía en elevados edificios de apartamentos construidos con ladrillo y bloques de cemento. Después de que un terremoto moderado de magnitud 6,9 debilitara los edificios, una gran réplica de magnitud 5,8 completó la demolición.

Al contrario que las réplicas, terremotos pequeños, denominados **sismos precursores** suelen preceder al terremoto principal en días o, en algunos casos, en varios años. El control de estos sismos precursores se ha utilizado como medio para predecir la proximidad de terremotos importantes, con éxito limitado.

FRACTURACIÓN, FALLAS Y TERREMOTOS

Los terremotos se producen a lo largo de fallas nuevas y de fallas preexistentes donde los esfuerzos diferenciales han fracturado la corteza terrestre. Algunas de ellas son muy grandes y pueden generar grandes terremotos. Un ejemplo es la falla de San Andrés, que es un límite

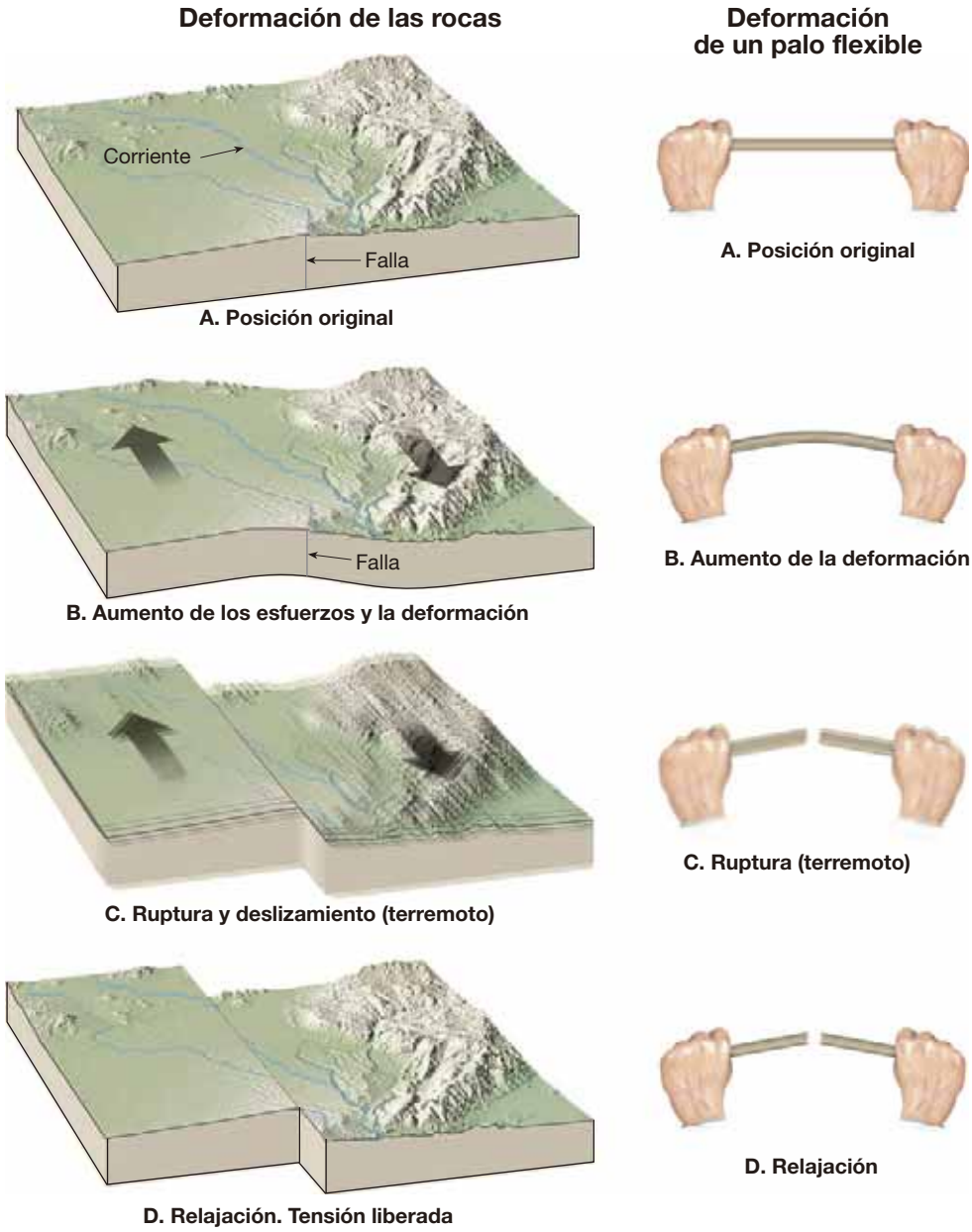


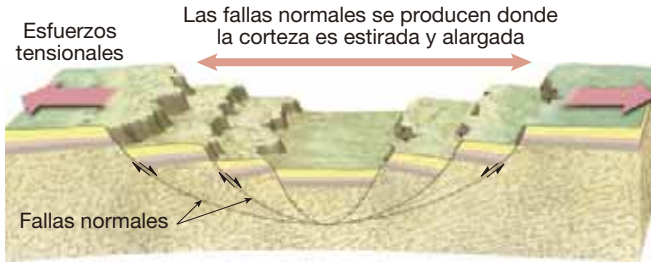
FIGURA 11.5. Rebote elástico. A medida que la roca se deforma, se dobla, almacenando energía elástica. Cuando se ha deformado más allá de su punto de ruptura, la roca se rompe, liberando la energía almacenada en forma de ondas sísmicas.

de falla transformante que separa dos grandes secciones de la litosfera terrestre: la placa norteamericana y la placa del Pacífico. Otras fallas son pequeñas y producen solo terremotos menores.

La mayor parte del movimiento que se produce a lo largo de las fallas puede explicarse de manera satisfactoria acudiendo a la teoría de la tectónica de placas. Según esta teoría, grandes unidades de la litosfera terrestre se están moviendo lenta y continuamente. Estas placas móviles interactúan entre sí, deformando las rocas en sus bordes. Las fallas asociadas con los bordes de placa son el origen de la mayoría de los terremotos.

La naturaleza de las fallas

Recordemos del Capítulo 10 que existen tres tipos básicos de fallas: *las fallas normales, las fallas inversas (incluyendo los cabalgamientos), y las fallas de desplazamiento horizontal* (Figura 11.6). Las fallas normales se producen donde la corteza se estira y se alarga; por consiguiente, la mayoría de los terremotos que se producen a lo largo de fallas normales están asociados con bordes de placa divergentes, principalmente centros de expansión del fondo oceánico y rifts continentales. Las fallas inversas, como las de cabalgamiento de ángulo pequeño,



Las fallas normales están asociadas con bordes de placa divergentes, fundamentalmente en los centros de expansión del fondo oceánico y la ruptura continental

A. Fallas normales

Las fallas inversas y cabalgamientos están asociadas con zonas de subducción y colisiones continentales

B. Fallas inversas y cabalgamientos

Las grandes fallas de desplazamiento horizontal son bordes de placa transformantes

C. Fallas de desplazamiento horizontal

FIGURE 11.6. Principales tipos de fallas. **A.** Las fallas normales están asociadas con fuerzas tensionales que estiran y alargan la corteza. B. Las fallas inversas (cabalgamientos) están producidas por fuerzas compresivas que acortan y engrosan las rocas de la corteza. **C.** Fallas de desplazamiento horizontal, que son resultado de esfuerzos de cizalla que provocan el deslizamiento horizontal de grandes segmentos de la Tierra unos con respecto a los otros.

suelen encontrarse a lo largo de bordes convergentes. Estas fallas se generan por fuerzas compresivas asociadas con zonas de subducción y colisiones continentales. Las fallas de desplazamiento son el resultado de esfuerzos de cizalla que provocan el deslizamiento horizontal de grandes segmentos de la corteza terrestre unos con respecto a otros. Recordemos que las fallas de desplazamiento se denominan *fallas transformantes* cuando constituyen un borde de placa. La mayoría de las fallas no son perfectamente rectas ni continuas; por el contrario, consisten en numerosas ramas y fracturas menores que exhiben pliegues y desplazamientos. Un patrón de este tipo se muestra en la Figura 11.7, en la que se muestra que la falla de San Andrés es en realidad un sistema formado por varias fallas de diferentes tamaños.

El sistema de fallas de San Andrés es indudablemente el más estudiado del mundo. A lo largo de los años las investigaciones han demostrado que se produce desplazamiento a lo largo de segmentos discretos que se comportan con cierta diferencia unos de otros. Algunas secciones de la falla de San Andrés muestran un desplazamiento lento y gradual conocido como **«reptación de falla»**, que ocurre sin acumulación de deformación significativa. Estas secciones producen solo sacudidas sísmicas menores. Otros segmentos se deslizan de manera regular, produciendo terremotos de magnitud pequeña a moderada. Aún otros segmentos permanecen bloqueados y almacenan energía elástica durante centenares de años antes de romperse provocando grandes terremotos. Los terremotos que se producen a lo largo de los segmentos encerrados de la falla de San Andrés tienden a ser repetitivos. En cuanto ha pasado uno, el

FIGURA 11.7. Mapa que muestra la extensión del sistema de la falla de San Andrés y la zona de cizalla del este de California

PERFIL PROFESIONAL

Andrea Donnellan. Pronosticadora de terremotos

Dr. Andrea Donnellan, Deputy Manager of NASA s et Propulsion Laboratory Earth y Space Sciences Division, y desde un equipo de científicos que trabajan en el pronóstico de terremotos. Fue coganadora del premio Women in Aerospace 200 Outstanding Achievement Award y dos veces finalista en el proceso de selección de astronautas de la NASA (Sede central de la NASA).

Andrea Donnellan habla sobre los terremotos de la misma manera que los meteorólogos hablan sobre el clima: como sistemas dinámicos interconectados con su propio conjunto peculiar de reglas. De ahí que ella se refiera a su trabajo como «pronóstico» de terremotos.

De manera específica, Donnellan y sus colaboradores han instalado centenares de receptores de sistemas de posicionamiento global de alta precisión (GPS) por todo el sur de California, una red conocida como la red de GPS integrada del sur de California (Southern California Integrated GPS Network) (SCIGN), para estudiar los movimientos de las placas tectónicas. Los receptores, que, según explica Donnellan, son mucho más sofisticados que los dispositivos GPS comerciales como los utilizados en los teléfonos móviles, pueden medir deslizamientos en escala de milímetros de las fallas y proporcionan a los científicos datos valiosos para entender cómo y por qué se producen los terremotos. El trabajo de Donnellan va más allá de estudiar solo los propios terremotos. De hecho, mucho de su trabajo se realiza entre medias de todo el movimiento y agitación.

«Miro la parte tranquila del ciclo del terremoto,» nos dice Donnellan. «Cada terremoto cambia donde estará el siguiente terremoto.»

Como los meteorólogos crean modelos de los sistemas climatológicos, Donnellan y sus colaboradores han reproducido sistemas de terremotos utilizando superordenadores para entender cómo cambian con el tiempo.

«Me centro en la creación de modelos de los sistemas de terremotos», nos dice. «Queremos tratarlo como el clima, donde el sistema está siempre cambiando».

Pero la investigación de Donnellan consiste en mucho más que presentarse simplemente delante de un ordenador todo el día. De hecho, sus estudios la han llevado a lugares de todo el planeta, desde la Antártida hasta Mongolia y Bolivia, por nombrar unos pocos. Su actual investigación la ha hecho atravesar todo el sur de California, donde ella y su equipo están estudiando la falla de San Andrés.

De vuelta el laboratorio, Donnellan participa también en un ambicioso proyecto denominado QuakeSim, en el cual los científicos están desarrollando sofisticados modelos informáticos de vanguardia de los sistemas de terremotos.

Donnellan explica que los resultados del proyecto acabarán siendo accesibles a todos y que las escuelas están utilizando ya algo del software para procesos educativos.

En lo que se refiere a las implicaciones prácticas del trabajo, su investigación está proporcionando ya a los científicos una idea más clara de dónde pueden producirse los siguientes terremotos, permitiendo que los lugares se preparen con mucha más anticipación. Como el clima, probablemente los terremotos nunca podrán ser totalmente predecibles, pero el estudio más estrecho de la actividad siempre cambiante que existe debajo del suelo próximo, que realizan Donnellan y su equipo, está consiguiendo que la imagen sea más clara.

Chris Wilson

movimiento continuo de las placas empieza a acumular de nuevo deformación. Décadas o siglos más tarde, la falla vuelve a activarse.

Ruptura de falla y propagación

Sabemos que las fuerzas que provocan el deslizamiento súbito a lo largo de las fallas son provocadas en última instancia por los movimientos de las placas tectónicas terrestres. También está claro que la mayoría de fallas están bloqueadas, con excepción de movimientos breves y abruptos que acompañan la ruptura de un terremoto. Las fallas están cerradas porque la presión de confinamiento generada por la corteza suprayacente es enorme lo que causa que las fracturas de la corteza estén fuertemente comprimidas. Dondequiera que la energía elástica almacenada en la roca supere la resistencia friccional, se produce deslizamiento a lo largo de un segmento de la falla, produciendo un terremoto.

Durante un terremoto, la ruptura inicial empieza en el foco y se propaga (viaja) por la superficie de la falla, de dos a tres kilómetros por segundo. La propagación de la zona de ruptura a lo largo de una falla de 300 km de longitud duraría alrededor de 1,5 minutos, comparada con los 30 segundos aproximadamente en una falla de 100 km. Aunque la ruptura avanza algunas veces en ambas direcciones a lo largo del plano de falla, a menudo se propaga en una sola. El deslizamiento en una zona añade tensión al segmento adyacente, que puede romperse también. A medida que esta zona de ruptura avanza, puede reducir su velocidad, acelerar o incluso saltar a un segmento cercano de falla.

Durante los terremotos pequeños la cantidad de desplazamiento de la superficie de la falla, denomina la **falla de desplazamiento**, suele ser inferior a un metro y se produce a lo largo de una falla relativamente pequeña, o

un segmento pequeño de una falla grande. Por el contrario, después de los terremotos más grandes, se han observado fallas de desplazamiento de casi 20 m. Además, la superficie de la falla que se rompe durante un terremoto grande puede tener una longitud superior a 800 km. Por consiguiente, las fuertes vibraciones producidas por un terremoto grande no solo son más fuertes, sino también más largas que las vibraciones producidas por el desplazamiento a lo largo de un segmento de falla pequeño.

¿Por qué los terremotos se detienen en lugar de continuar a lo largo de toda la falla? Las pruebas sugieren que el deslizamiento suele detenerse cuando la ruptura alcanza una sección de la falla en la que las rocas no han sido suficientemente deformadas como para superar la resistencia friccional, lo cual podría suceder en una sección de la falla que haya experimentado recientemente un terremoto. La ruptura también puede pararse si encuentra un pliegue suficientemente grande o una deformación a lo largo del plano de la falla.

SISMOLOGÍA: EL ESTUDIO DE LAS ONDAS SÍSMICAS

EARTHQUAKES
▸ Seismology

El estudio de las ondas sísmicas, la **sismología**, data de los intentos realizados por los chinos, hace casi 2.000 años, para determinar la dirección desde la que se originaban dichas ondas. Uno de los instrumentos sísmicos desarrollados por los chinos era una gran jarra hueca que contenía una masa suspendida desde la tapa (Figura 11.8). Esta masa suspendida (similar al péndulo de un reloj) estaba conectada con las mandíbulas de varias figuras de grandes dragones que rodeaban en círculo el envase. Las mandíbulas de cada dragón sostenían una bola de metal. Cuando las ondas de los terremotos alcanzaban el instrumento, el movimiento relativo entre la masa suspendida y la jarra desalojaría algunas de las bolas de metal que caerían en las bocas abiertas de las ranas situadas justo debajo.

Los chinos eran conscientes de que el primer gran movimiento del terreno producido por un terremoto es direccional y que, si es lo bastante intenso, todos los artículos sujetos débilmente se caerían en la misma dirección. Los chinos utilizaron este hecho, junto con la posición de las bolas desalojadas, para detectar la dirección de procedencia de un terremoto.

En principio, los **sismógrafos** modernos son parecidos a los dispositivos utilizados por los chinos. Estos dispositivos tienen una masa suspendida libremente de un soporte que se fija al terreno (Figura 11.9). Cuando

FIGURA 11.8. Sismógrafo chino antiguo. Durante un temblor de tierra, los dragones situados en la dirección de las vibraciones principales tiraban una bola en las bocas de las ranas de debajo (Foto de James E. Patterson).

la vibración de un terremoto alcanza el instrumento, la **inercia** de la masa suspendida la mantiene relativamente estacionaria, mientras que la Tierra y el soporte se mueven[1*].

Los terremotos causan movimiento vertical y horizontal del terreno; por consiguiente, se necesita más de un tipo de sismógrafo. El instrumento mostrado en la Figura 11.9 está diseñado para permitir la oscilación de la masa de un lado a otro y, de este modo, la detección del movimiento horizontal del terreno. El movimiento vertical del terreno puede detectarse si la masa se suspende de un muelle, como se muestra en la Figura 11.10.

Para detectar terremotos muy débiles, o un gran terremoto que se produjo en la otra parte del mundo, la mayor parte de los instrumentos sísmicos suelen estar diseñados para amplificar el movimiento del terreno. Otros instrumentos están diseñados para resistir la violenta sacudida que se produce muy cerca del origen del terremoto.

Los registros obtenidos con los sismógrafos, denominados **sismogramas**, proporcionan mucha información

[1] Inercia: de una manera sencilla, los objetos en reposo tienden a permanecer en reposo y los objetos en movimiento tienden a permanecer en movimiento a menos que actúe sobre ellos una fuerza externa. Experimentamos este fenómeno cuando intentamos frenar rápidamente el coche: el cuerpo continúa moviéndose hacia delante.

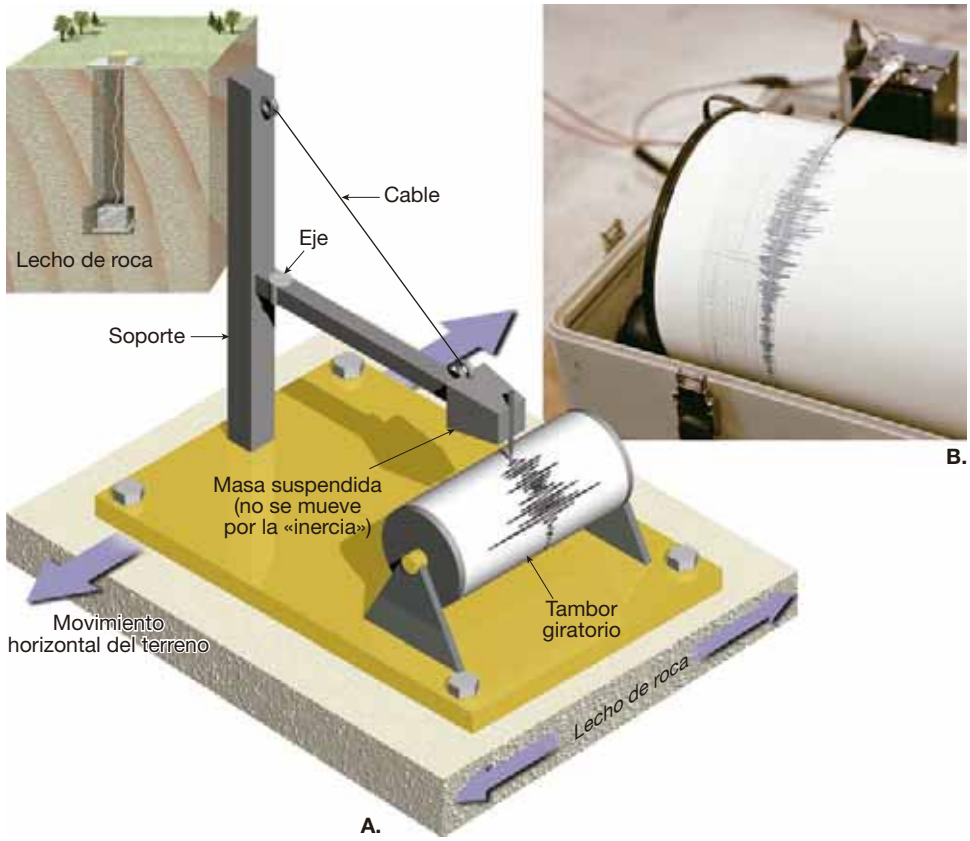


FIGURA 11.9. Principio del sismógrafo. **A.** La inercia de la masa suspendida tiende a mantenerla inmóvil, mientras que el tambor de registro, que está anclado al lecho de roca, vibra en respuesta a las ondas sísmicas. Por tanto, la masa estacionaria proporciona un punto de referencia a partir del cual se puede medir la cantidad de desplazamiento que ocurre cuando las ondas sísmicas atraviesan el suelo que está por debajo. **B.** Sismógrafo registrando los temblores de un terremoto (Foto cortesía de Zephyr/Photo Researchers Inc.).

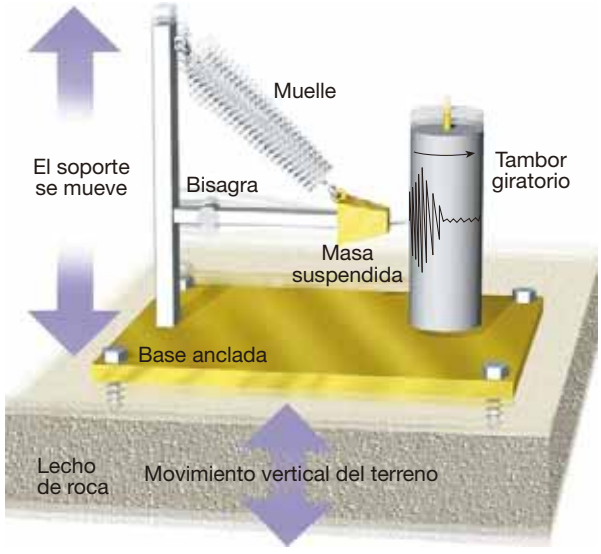
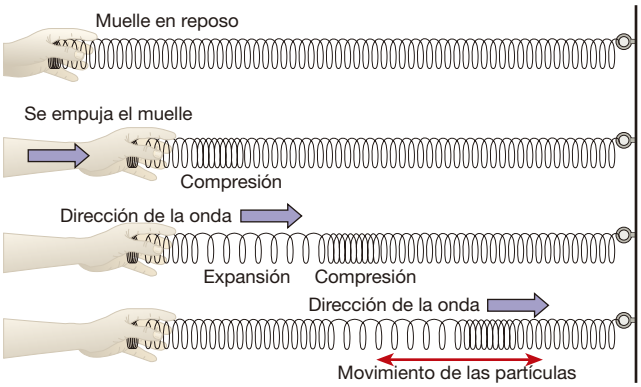


FIGURA 11.10. Sismógrafo diseñado para registrar el movimiento vertical del terreno.

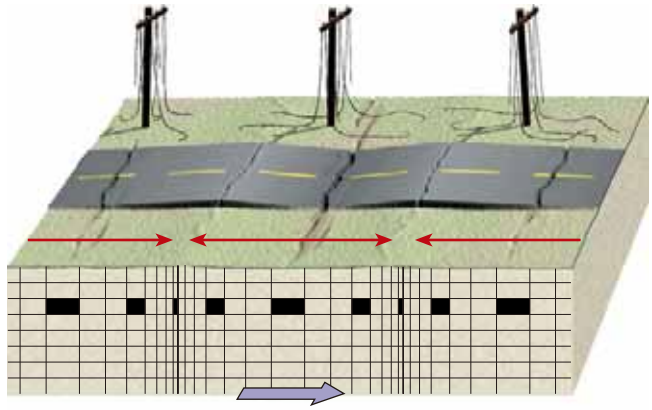
útil relativa al comportamiento de las ondas sísmicas. Los sismógrafos revelan que el deslizamiento de una masa de roca genera dos grupos principales de ondas sísmicas. Uno de esos grupos de ondas que viajan sobre la parte externa de la Tierra se conoce como **ondas superficiales**. Otros viajan a través del interior de la Tierra y se denominan **ondas de cuerpo**. Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en dos tipos, que se denominan **ondas primarias** o **P** y **ondas secundarias** o **S**.

Las ondas de cuerpo se identifican por su modo de viajar a través de los materiales. Las ondas P son ondas que empujan (comprimen) y tiran (expanden) de las rocas en la dirección de propagación de la onda (Figura 11.11A). Este movimiento ondulatorio es análogo al generado por las cuerdas vocales humanas cuando mueven el aire para crear el sonido. Los sólidos, los líquidos y los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperarán elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por consiguiente, las ondas P pueden atravesar todos esos materiales.

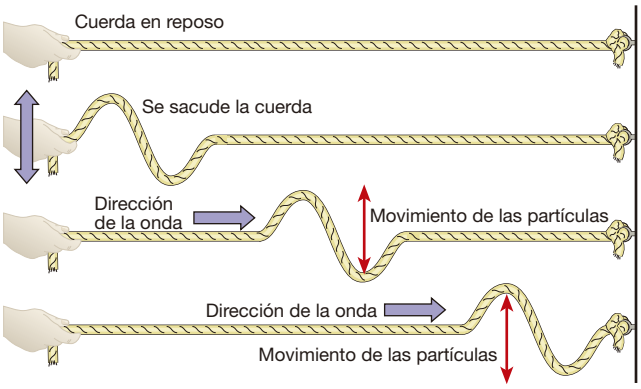
Por otro lado, las ondas S «sacuden» las partículas en ángulos rectos con respecto a la dirección en la que viajan. Esto puede ilustrarse sujetando el extremo de una cuerda y sacudiendo el otro extremo, como se muestra en la Figura 11.11B. A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente el *volumen* del material por el que viajan



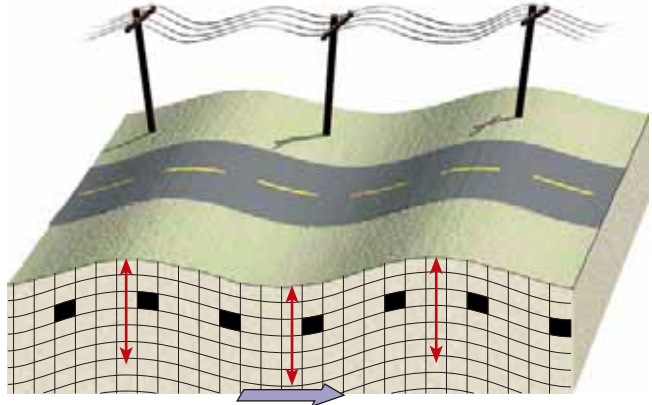
A. Ondas P generadas utilizando un muelle



B. Ondas P viajando por la superficie



C. Ondas S generadas utilizando una cuerda



D. Ondas S viajando por la superficie

FIGURA 11.11. Tipos de ondas sísmicas y su movimiento característico. (Obsérvese que durante un terremoto fuerte, el temblor de tierra consta de una combinación de varios tipos de ondas sísmicas). **A.** Como se ilustra con un muelle, las ondas P son ondas compresivas que alternan la compresión y la expansión del material que atraviesan. **B.** El movimiento hacia delante y hacia atrás producido cuando las ondas compresivas recorren la superficie puede hacer que el terreno se doble y se fracture, y pueden provocar la rotura de las líneas eléctricas. **C.** Las ondas S hacen que el material oscile en los ángulos de la derecha hacia la dirección del movimiento de la onda. **D.** Dado que las ondas S pueden desplazarse en cualquier plano, producen un temblor de tierra hacia arriba y hacia abajo y vertical y lateral.

comprimiéndolo y expandiéndolo alternativamente, las ondas S cambian transitoriamente la *forma* del material que las transmite. Dado que los fluidos (gases y líquidos) no responden elásticamente a cambios de forma, es decir, que los fluidos no vuelven a su forma original una vez retirada la fuerza, no transmitirán las ondas S.

El movimiento de las ondas superficiales es algo más complejo. A medida que las ondas superficiales viajan a lo largo de la superficie, hacen que se mueva este y todo lo que descansa sobre ella, de manera muy parecida a como el oleaje oceánico empuja un barco. Además de su movimiento ascendente y descendente, las ondas de superficie tienen un movimiento lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal. Este último movimiento es particularmente peligroso para los cimientos de las estructuras.

Observando un registro sísmico «típico», como el mostrado en la Figura 11.12, puede verse una importante diferencia entre estas ondas sísmicas: la velocidad a la que viajan. Las ondas P son las primeras en llegar a la estación de registro, luego llegan las ondas S y luego las ondas superficiales. La velocidad de las ondas P a través del granito del interior de la corteza es de unos 6 km por segundo y aumenta a casi 13 km por segundo en la base del manto. Bajo las mismas condiciones, las ondas S viajan a 3,6 km por segundo. Las diferencias de densidad y las propiedades elásticas de las rocas influyen mucho en las velocidades de las ondas. En general, en cualquier material sólido, las

A veces los alumnos preguntan...

¿Con qué frecuencia se producen terremotos?

Continuamente. ¡De hecho, se producen literalmente miles de terremotos a diario! Por fortuna, la mayoría de ellos son demasiado pequeños para que las personas puedan sentirlos (*véase* Figura 11.18, pág. 358), y muchos de ellos ocurren en regiones remotas. Solo se conoce su existencia gracias a los sismógrafos sensibles.

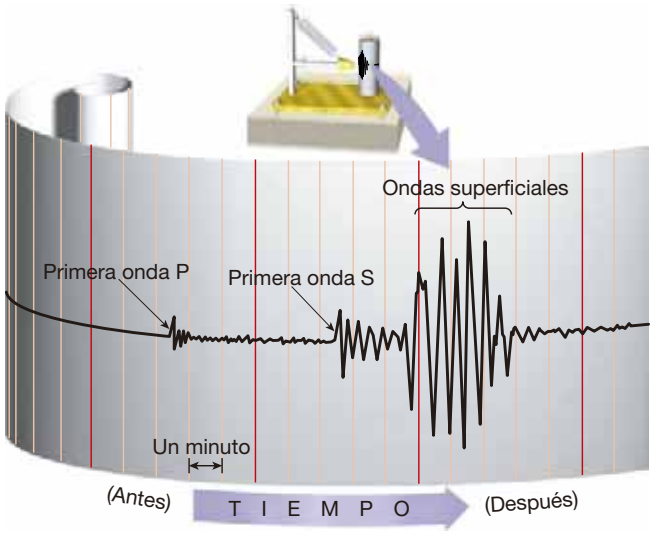


FIGURA 11.12. Sismograma típico. Obsérvese el intervalo temporal (aproximadamente 5 minutos) transcurrido entre la llegada de la primera onda P y la llegada de la primera onda S.

ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S, y cabe esperar que las ondas superficiales viajen un 10 por ciento más lento que las ondas S.

Además de las diferencias de velocidad, en la Figura 11.12 se observa también que la altura, o, expresado de una manera más correcta, la *amplitud* de esos tipos de onda varía. Las ondas S tienen una amplitud ligeramente mayor que las ondas P, mientras que las ondas superficiales tienen una amplitud incluso mayor. Las ondas superficiales también conservan su máxima amplitud durante mayor longitud que las ondas P y S. Como consecuencia, las ondas superficiales tienden a causar una mayor sacudida en superficie y, por ende, una mayor destrucción, que las ondas P o las ondas S.

Las ondas sísmicas son útiles para determinar la localización y la magnitud de los terremotos. Además, proporcionan una importante herramienta para estudiar el interior de la Tierra (*véase* el Capítulo 12).

LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO DE UN TERREMOTO

EARTHQUAKES
▸ Locating the Source of an Earthquake

Cuando se analiza un terremoto, la primera tarea que realizan los sismólogos es la determinación del *epicentro*, punto de la superficie situado directamente encima del foco o hipocentro (*véase* Figura 11.1). El método utilizado para localizar el epicentro de un terremoto se basa en el hecho de que las ondas P viajan más deprisa que las ondas S.

El método es análogo al de una carrera entre dos coches, uno más rápido que el otro. La primera onda P, como el coche más rápido, gana siempre la carrera, llegando por delante de la onda S. Pero, cuanto más dure la carrera, mayor será la diferencia en los momentos de llegada a la línea final (la estación sísmica). Por consiguiente, cuanto mayor sea el intervalo entre la llegada de la onda P y la primera onda S, mayor será la distancia al epicentro. En la Figura 11.13 se muestran tres sismogramas simplificados para el mismo terremoto. Según el intervalo P-S, ¿qué ciudad, Nagpur, Darwin o París, está más lejos del epicentro?

Se ha desarrollado un sistema de localización de los epicentros sísmicos utilizando sismogramas de terremotos cuyos epicentros podían ser identificados fácilmente por evidencias físicas. A partir de esos sismogramas, se han construido gráficas distancia-tiempo (Figura 11.14). Utilizando el sismograma de muestra para Nagpur, India, de la Figura 11.13A y la curva distancia-tiempo de la Figura 11.14, podemos determinar la distancia que separa la estación de registro del terremoto mediante dos operaciones: (1) determinación, con el sismograma, del intervalo temporal entre la llegada de la onda P y la primera onda S, y (2) con la gráfica distancia-tiempo, determinación del intervalo P-S en el eje vertical y uso de esa información para determinar la distancia al epicentro en el eje horizontal. A partir de esta información, podemos determinar que este terremoto se produjo a 3.400 km

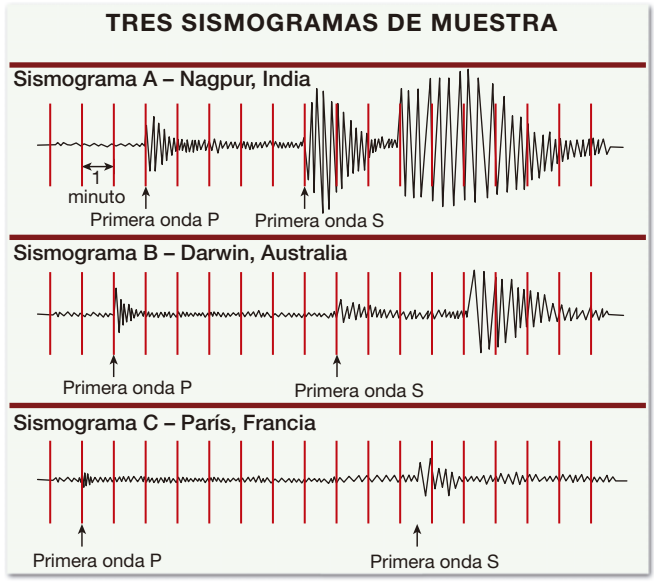


FIGURA 11.13. Sismogramas simplificados del mismo terremoto registrado en tres ciudades diferentes. A. Nagpur, India. B. Darwin, Australia. C. París, Francia.

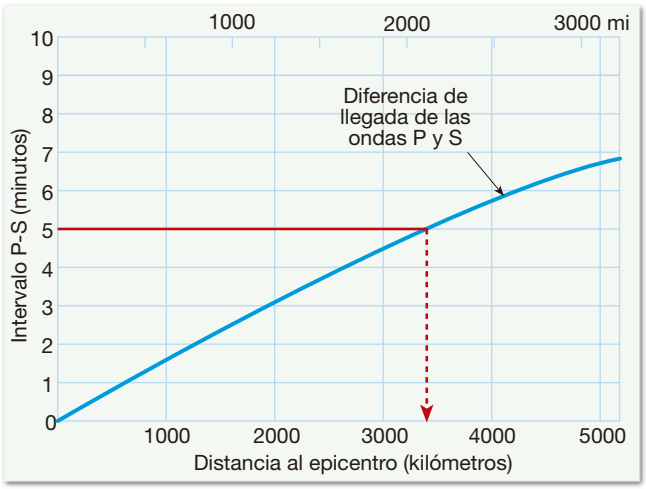


FIGURA 11.14. La representación distancia-tiempo se utiliza para determinar la distancia al epicentro de un terremoto. La diferencia entre el tiempo de llegada de las primeras ondas P y de las primeras ondas S en el ejemplo es de 5 minutos. Por tanto, el epicentro está aproximadamente a 3.400 kilómetros.

de distancia del instrumento de registro en Nagpur, India.

Ahora que conocemos la *distancia*, ¿qué pasa con la *dirección*? El epicentro podría estar en cualquier dirección desde la estación sísmica. Mediante el método conocido como triangulación, puede determinarse la localización precisa cuando se conoce la distancia para tres o más estaciones sísmicas diferentes (Figura 11.15). Sobre un globo terrestre, trazamos un círculo alrededor de cada estación sísmica. El radio de estos círculos es igual a la distancia desde la estación sísmica hasta el epicentro. El punto donde los tres círculos se cruzan es el epicentro del terremoto.

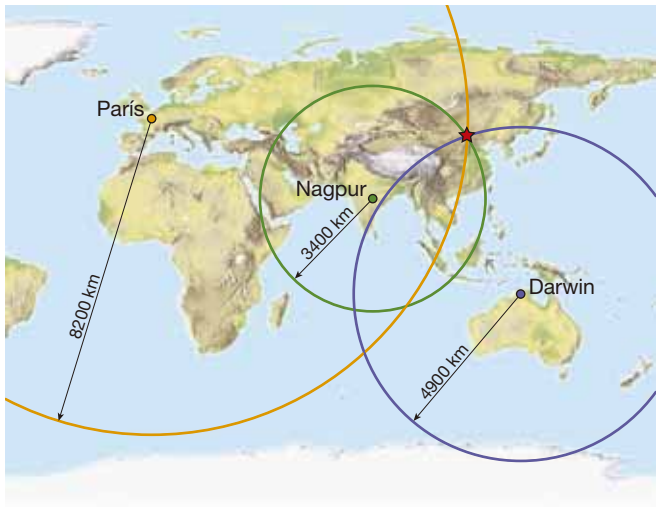


FIGURA 11.15. Determinación del epicentro de un terremoto utilizando las distancias obtenidas desde tres estaciones sísmicas o más, método denominado *triangulación.*

MEDICIÓN DE LAS DIMENSIONES SÍSMICAS

Históricamente los sismólogos han utilizado varios métodos para obtener dos medidas fundamentalmente diferentes que describen el tamaño de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La primera que se utilizó fue la **intensidad**, una medición del grado de temblor del terremoto en un punto determinado basada en la cantidad de daños observados. Después, con el desarrollo de los sismógrafos, era posible medir el movimiento del suelo utilizando instrumentos. Esta medición cuantitativa, denominada **magnitud**, se basa en los cálculos que utilizan los datos proporcionados por los registros sísmicos para calcular la cantidad de energía liberada en el origen del terremoto.

Tanto la intensidad como la magnitud facilitan una información útil, aunque bastante diferente, sobre la fuerza del terremoto. Por consiguiente, ambas medidas todavía se utilizan para describir la gravedad de los terremotos.

Escalas de intensidad

Hasta hace poco más de un siglo, los registros históricos constituían la única información de la gravedad de los temblores y la destrucción provocados por los terremotos. Quizá el primer intento de describir «científicamente» las consecuencias de un terremoto se realizó después del gran terremoto de 1857 en Italia. Mediante el cartografiado sistemático de los efectos del terremoto, se estableció una medida de la intensidad del movimiento del suelo. El mapa generado por este estudio utilizaba líneas para conectar los lugares con los mismos daños y, por tanto, con el mismo temblor del suelo. Mediante esta técnica, se identificaron las isosistas, y la zona de mayor intensidad se situó cerca del centro donde se produjo el mayor temblor del terreno, y a menudo (aunque no siempre) el epicentro del terremoto (Figura 11.16).

En 1902, Giuseppe Mercalli desarrolló una escala de intensidad relativamente fiable, que todavía se utiliza hoy con algunas modificaciones (Figura 11.13). La **escala de intensidad modificada de Mercalli**, que se muestra en la Tabla 11.1, se desarrolló utilizando como estándar los edificios de California. Por ejemplo, si un terremoto destruye algunas estructuras de madera bien construidas y la mayoría de los edificios de mampostería, se asignaría una intensidad de X (diez) en la escala de Mercalli a la región afectada (Tabla 11.1).

A pesar de su utilidad para suministrar a los sismólogos una herramienta para comparar la gravedad de un terremoto, las escalas de intensidad tienen graves inconvenientes. En particular, las escalas de intensidad se

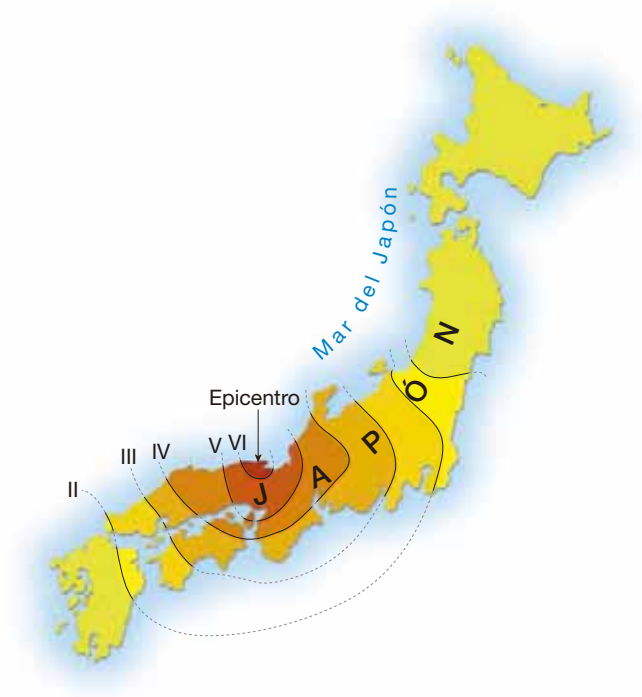


FIGURA 11.16. Zonas de destrucción asociadas con un terremoto que golpeó Japón en 1925. Los niveles de intensidad se basan en la escala de intensidad Mercalli modificada. Los números romanos representan las categorías de intensidad. La zona de intensidad máxima durante este acontecimiento corresponda aproximadamente al epicentro, pero no siempre esto es así.

basan en los efectos (en gran medida la destrucción) de los terremotos que dependen no solamente de la gravedad del temblor del terreno, sino también de factores, como el diseño de los edificios y la naturaleza de los materiales superficiales. Por ejemplo, el modesto terremoto de magnitud de 6,9 ocurrido en Armenia en 1988 fue extremadamente destructivo, fundamentalmente debido a la baja calidad de construcción de los edificios. El sismo que azotó la ciudad de México en 1985 fue devastador debido a los sedimentos blandos sobre los cuales descansa la ciudad. Por tanto, con frecuencia la destrucción producida por los terremotos no es una medida verdadera de la cantidad de energía liberada.

Escalas de magnitud

Con el fin de comparar los terremotos en todo el mundo, era necesaria una medición que no se basara en parámetros que varían considerablemente de una parte del mundo a otra, como los tipos de construcción. Por consiguiente, se desarrolló una serie de escalas de magnitud.

Magnitud de Richter

En 1935 Charles Richter, del Instituto de Tecnología de California, desarrolló la primera escala de magnitud utilizando registros. Como se muestra en la Figura 11.17 (arriba), la **escala de Richter** se basa en la amplitud de la mayor onda sísmica (P, S u onda superficial) registrada en un sismógrafo. Dado que las ondas

Tabla 11.1. Escala de intensidad de Mercalli modificada.

I	No sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
II	Sentido solo por unas pocas personas en reposo, especialmente en los pisos elevados de los edificios.
III	Sentido con bastante nitidez en los interiores, especialmente en los pisos superiores de los edificios, pero muchas personas no lo reconocen como un terremoto.
IV	Durante el día, sentido en interiores de edificios por muchas personas, en los exteriores por muy pocas. Sensación de que un camión pesado haya chocado contra el edificio.
V	Sentido por casi todo el mundo, muchos se despiertan. A veces se observan cambios en los árboles, los postes y otros objetos altos.
VI	Sentido por todos; muchos se asustan y salen a la calle. Algunos muebles pesados se mueven; pocos casos de paredes caídas o chimeneas dañadas. Poco daño.
VII	Todo el mundo corre a la calle. Daño despreciable en los edificios de diseño y construcción buenos; de ligero a moderado en las estructuras de construcción ordinaria; considerable en los edificios pobres o con estructuras mal diseñadas.
VIII	Daño ligero en estructuras especialmente diseñadas; considerable en edificios sustanciales ordinarios con derrumbamiento parcial; grande en estructuras mal construidas (caída de chimeneas, estanterías de fábricas, columnas, monumentos, muros).
IX	Daño considerable en estructuras especialmente diseñadas. Los edificios son desplazados de sus cimientos. Se abren grietas en el suelo.
X	Se destruyen algunas estructuras de madera bien construidas. La mayoría de las estructuras de albañilería y madera se destruyen. Se abren muchísimas grietas en el terreno.
XI	Quedan de pie muy pocas estructuras, si queda alguna. Se destruyen los puentes; grandes fisuras en el terreno.
XII	Daño total. Se ven ondas en el terreno. Los objetos son lanzados al aire.

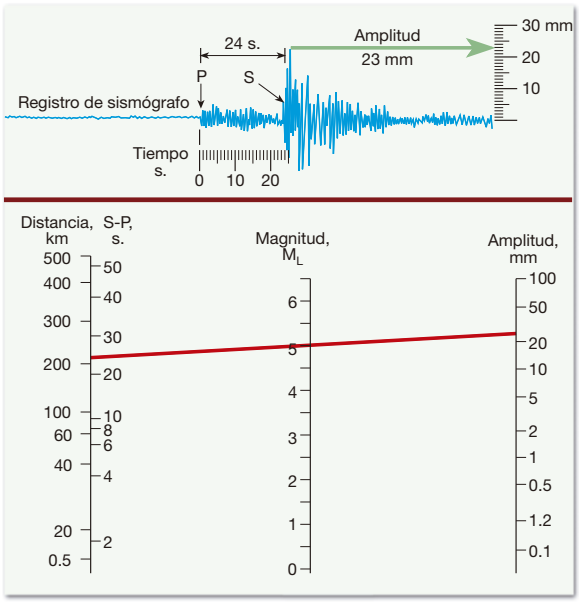


FIGURA 11.17. Ilustración que muestra cómo puede determinarse gráficamente la magnitud Richter de un terremoto utilizando un registro sismográfico procedente de un instrumento Wood-Anderson. En primer lugar, se mide la altura (amplitud) de la mayor onda en el sismograma (23 mm) y luego la distancia hasta el foco mediante el intervalo de tiempo entre las ondas S y P (24 s.) A continuación, se dibuja una línea entre la escala de distancia (izquierda) y la escala de amplitud de onda (derecha). Así, deberíamos obtener la magnitud Richter (M_L) de 5. (Datos procedentes del instituto de Tecnología de California).

sísmicas se debilitan a medida que la distancia entre el foco sísmico y el sismógrafo aumenta (de una manera parecida a la luz), Richter desarrolló un método que da cuenta de la disminución de la amplitud de onda con el incremento de la distancia. En teoría, siempre que se utilizaran los mismos instrumentos, o unos equivalentes, todas las estaciones de control de varios lugares obtendrían la misma magnitud de Richter para cada terremoto registrado. No obstante, en la práctica, las diferentes estaciones de registro a menudo obtienen magnitudes de Richter ligeramente diferentes para el mismo terremoto, como consecuencia de las variaciones en los tipos de roca a través de los cuales se desplazan las ondas.

La fuerza de los terremotos varía enormemente; los grandes terremotos producen amplitudes de onda miles de veces superiores a las generadas por temblores débiles (Figura 11.18). Para acomodar esta gran variación, Richter utilizó una *escala logarítmica* para expresar la magnitud. En esta escala, un aumento *de diez veces* en la amplitud de onda corresponde a un incremento de 1 en la escala de magnitud. Por tanto, la cantidad de vibración del terreno para un terremoto de magnitud 5 es 10 veces mayor que la producida por un terremoto que tenga una magnitud de Richter de 4.

Además, cada unidad de magnitud Richter corresponde aproximadamente a un *aumento de la energía de*

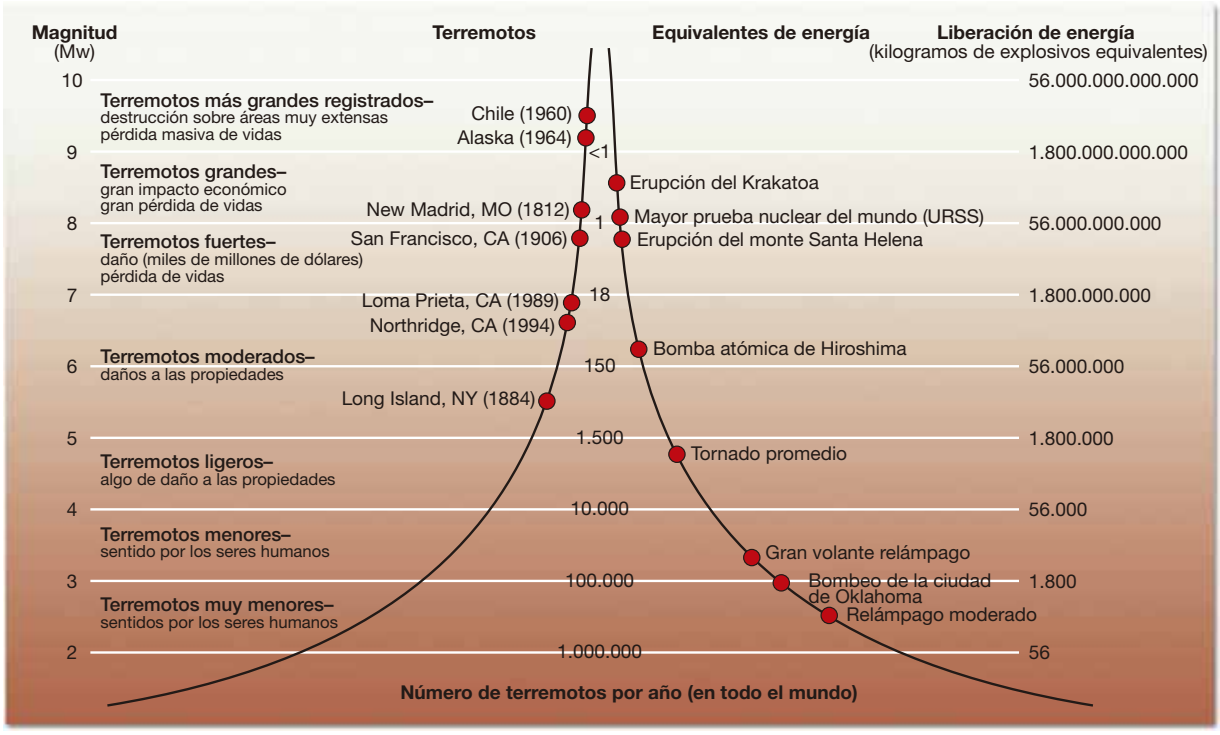


FIGURA 11.18. El tamaño de la magnitud de un terremoto (lado izquierdo) comparado con el número de terremotos de diversa magnitud que se producen cada año en todo el mundo. Los terremotos más grandes se producen menos de una vez al año, mientras que los terremotos fuertes ocurren más de una vez al mes y cientos de veces al día se producen terremotos débiles, los que tienen una magnitud menor de 2. (Datos procedentes de IRIS Consortium, www.iris.edu).

32 veces. Por tanto, un terremoto con una magnitud de 6,5 libera 32 veces más energía que uno con una magnitud de 5,5, y aproximadamente 1.000 veces (32x32) más energía que uno de magnitud 4,5. Un terremoto grande, con una magnitud de 8,5, libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños sentidos por los seres humanos (Figura 11.18).

Aunque la escala de Richter no tiene un límite superior, la mayor magnitud registrada en un sismógrafo Wood-Anderson fue de 8,9. Estos grandes choques liberaron aproximadamente una cantidad de energía equivalente a la detonación de 1.000 millones de toneladas de explosivos. A la inversa, los seres humanos no sentimos terremotos con una magnitud Richter inferior a 2,0.

El objetivo original de Richter era modesto, ya que solo intentó clasificar los terremotos del sur de California en grupos de magnitud grande, media y pequeña. Así, la magnitud de Richter se diseñó para estudiar los terremotos relativamente locales y se indica con el símbolo (M_L), en el que *M* corresponde a *magnitud* y *L*, a *local*.

La ventaja de describir el tamaño de un terremoto utilizando un único número que podía calcularse rápidamente a partir de los sismogramas hace de la escala de Richter una herramienta potente. Además, a diferencia de las escalas de intensidad que solo podían aplicarse a las áreas pobladas del mundo, las magnitudes de Richter podían asignarse a terremotos en regiones más remotas e incluso a acontecimientos sucedidos en las cuencas oceánicas. Con el tiempo, los sismólogos modificaron el trabajo de Richter y desarrollaron nuevas escalas de magnitud parecidas a la de Richter.

Sin embargo, a pesar de su utilidad, la escala de Richter no sirve para describir terremotos muy grandes. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco en 1906 y el terremoto de Alaska en 1964 tenían aproximadamente las mismas magnitudes de Richter. No obstante, el terremoto de Alaska liberó considerablemente más energía que el sismo de San Francisco, según el tamaño relativo de las zonas afectadas y los cambios tectónicos asociados. Por tanto, se dice que la escala de Richter está *saturada* para los grandes terremotos porque no puede distinguir entre ellos.

Magnitud de momento

En los últimos años, los sismólogos han favorecido una medida más novedosa denominada **magnitud de momento** (M_W), que determina la energía de deformación liberada de la superficie completa de la falla. Dado que en la magnitud de momento se calcula la energía total liberada, es mejor para medir o describir terremotos muy grandes. A la luz de esto, los sismólogos han recalculado las magnitudes de terremotos fuertes más antiguos utilizando la escala de magnitud de momento. Por ejemplo, al terremoto de Alaska de 1964 se le asignó originalmente una magnitud de Richter de 8,3, pero un cálculo reciente utilizando la escala de magnitud de momento hizo que se aumentara el grado a 9,2. Así el terremoto de San Francisco de 1906, que tuvo una magnitud de Richter de 8,3, se degradaría a una M_W de 7,9. El terremoto más fuerte registrado es el terremoto de la zona de subducción chilena en 1960, con una magnitud de momento de 9,5.

La magnitud de momento puede calcularse a partir de los estudios de campo midiendo el desplazamiento medio lo largo de la falla, el área de la superficie a de la falla que se ha desplazado, y la fuerza de la roca fallada. Puede calcularse aproximadamente el área del plano de falla multiplicando la longitud superficie-ruptura por la profundidad de las réplicas. Este método es más efectivo para determinar la magnitud de terremotos grandes generados a lo largo de fallas de desplazamiento horizontal en las que las rupturas alcanzan las superficies. La magnitud de momento también puede calcularse mediante los datos de los sismogramas.

CINTURONES SÍSMICOS Y BORDES DE PLACA

Aproximadamente el 95 por ciento de la energía liberada por los terremotos se origina en las pocas zonas relativamente estrechas alrededor de todo el mundo que se muestran en la Figura 11.19. La zona de mayor actividad sísmica conocida como *cinturón circum-Pacífico* engloba las regiones costeras de Chile, América central, Indonesia, Japón, y Alaska, además de las Aleutianas (Figura 11.19). La mayoría de los terremotos del cinturón circum-Pacífico se producen a lo largo de los bordes de placa convergentes donde una placa se desliza un ángulo pequeño debajo de otra. La zona de contacto entre la placa en subducción y la suprayacente forma

A veces los alumnos preguntan…

¿Los terremotos moderados disminuyen las posibilidades de que se produzca un gran sismo en la misma región?

No. Eso es debido al gran aumento de la liberación de energía asociado con los terremotos de mayor magnitud (*véase* Figura 11.18). Por ejemplo, un terremoto con una magnitud de 8,5 libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños que sienten los seres humanos. De una manera parecida, miles de temblores moderados serían necesarios para liberar la gran cantidad de energía equivalente a un «gran» terremoto.

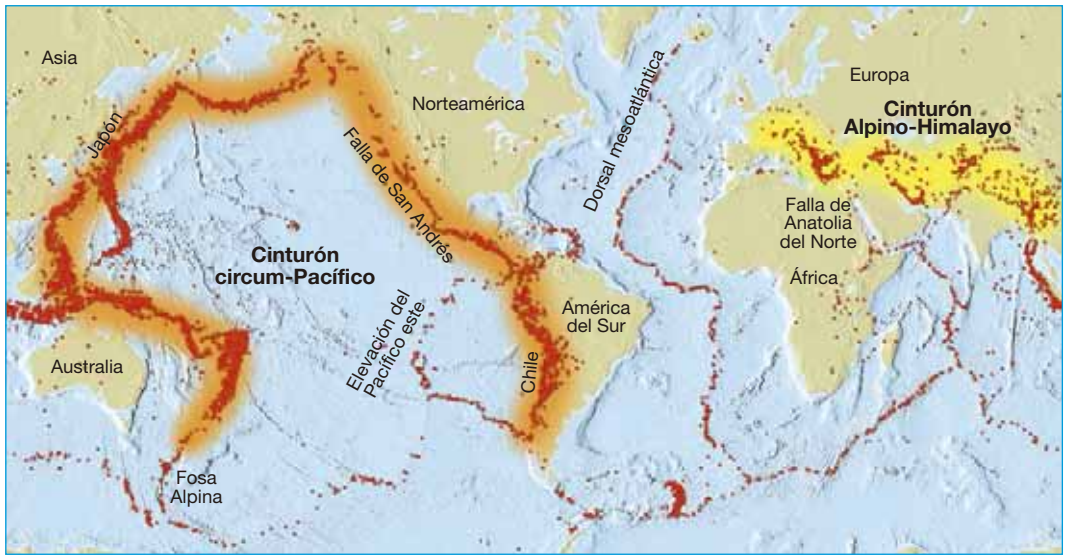


FIGURA 11.19. Distribución de casi 15.000 terremotos con magnitudes iguales o superiores a 5 durante 10 años (Datos de la U.S. Geological SurveyAsia.

un cabalgamiento denominado *megacabalgamiento*, a lo largo del cual se generan los mayores terremotos de la Tierra (Figura 11.20).

Hay más de 40.000 km de bordes en subducción en el cinturón circum-Pacífico, donde el desplazamiento está dominado por fallas de cabalgamiento. Las rupturas se producen en ocasiones a lo largo de segmentos que tienen longitudes de 1.000 km o superiores, generando terremotos de megacabalgamiento que tienen magnitudes de ocho o superiores. Dado que la zona de subducción de los terremotos normalmente suceden debajo del océano, pueden generar también ondas destructivas denominadas tsunami. Por ejemplo, el terremoto de 2004 que tuvo lugar en la costa de Sumatra produjo un tsunami que se cobró unas 230.000 vidas.

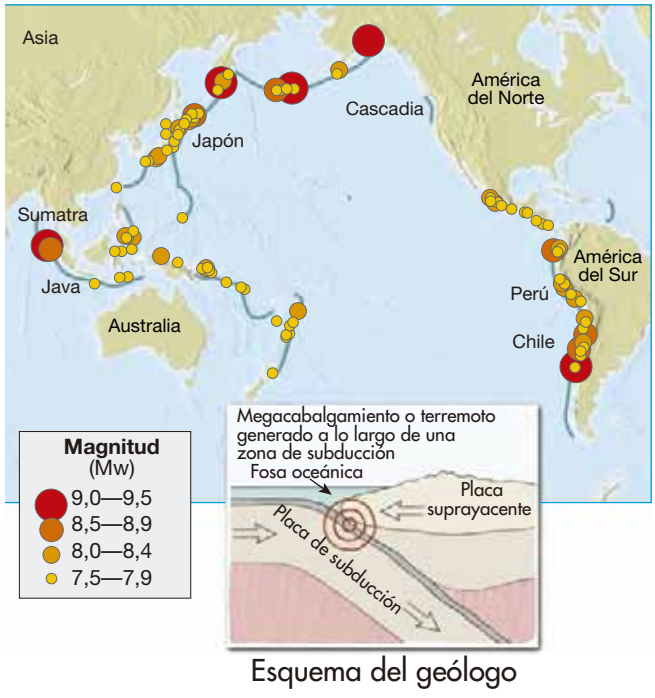


FIGURA 11.20. Distribución de los terremotos conocidos de magnitud 7,5 o superior desde 1900.

Otra importante concentración de actividad sísmica fuerte es la conocida como cinturón Alpino -Himalaya, que atraviesa las regiones montañosas que flanquean el mar Mediterráneo y se extiende más allá del Himalaya (*véase* Figura 11.19). La actividad tectónica en esta región se atribuye principalmente a la colisión de la placa africana con Eurasia y a la colisión de la placa india con el sudeste asiático. Estas interacciones de placas crearon muchas fallas de cabalgamiento y de deslizamiento horizontal que siguen activas. Además, numerosas fallas localizadas lejos de estos bordes de placa se han reactivado a medida que la India continúa su avance al norte, hacia Asia. Por ejemplo, el desplazamiento en un sistema de fallas complejo en 2008 en la provincia Sichuan de China mató por lo menos a 70.000 personas y dejó a otro millón y medio sin hogar. El «culpable» es el subcontinente indio que empuja la llanura tibetana hacia el este contra las rocas de la cuenca Sichuan.

La Figura 11.19 indica que hay aún otro cinturón sísmico continuo que se extiende a través de miles de kilómetros por todos los océanos del mundo. Esta zona coincide con el sistema de dorsales oceánicas, que es un área de actividad sísmica frecuente, pero de baja intensidad. Como las fuerzas tensionales separan las placas durante la expansión del fondo oceánico, el desplazamiento a lo largo de las fallas normales genera la

mayoría de los terremotos. La actividad sísmica remanente en esta zona está asociada con el desplazamiento a lo largo de fallas transformantes localizadas entre segmentos de la dorsal.

También hay fallas transformantes y pequeñas fallas de desplazamiento horizontal por toda la corteza continental, donde pueden generar grandes terremotos que tienden a producirse de manera cíclica. Algunos ejemplos son la falla de San Andrés de California, la falla alpina de Nueva Zelanda y la falla de Anatolia del norte de Turquía que causó el mortal terremoto en 1999.

DESTRUCCIÓN CAUSADA POR LOS TERREMOTOS

El terremoto más violento que se ha registrado en Norteamérica (el terremoto del Viernes Santo de Alaska) se produjo a las 5 h 36 m de la tarde del 27 de marzo de 1964. Sentido en todo el estado, el terremoto tuvo una magnitud de momento de 9,2 y duró de 3 a 4 minutos. Este acontecimiento dejó 131 muertos, miles de personas sin hogar y la economía del estado muy deteriorada. De haber estado abiertas las escuelas y los barrios comerciales, el balance hubiera sido seguramente peor. A las 24 h del sismo se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6. La localización del epicentro y las ciudades más golpeadas por el terremoto se muestran en la Figura 11.21.

Muchos factores determinan el grado de destrucción que acompañará a un terremoto. Los más obvios son la magnitud del terremoto y su proximidad a un área poblada. Durante un terremoto, la región comprendida en un radio de entre 20 y 50 km con respecto al epicentro experimentará aproximadamente el mismo grado de vibraciones, pero, más allá de este límite, la vibración se debilita rápidamente. A veces, durante terremotos que ocurren en el interior continental estable, como el terremoto de Nuevo Madrid en Missouri en 1811, el área de influencia puede ser mucho mayor. El epicentro de este terremoto estaba localizado directamente al sur de Cairo, Illinois, y las vibraciones se sintieron desde el golfo de México hasta Canadá, y desde las Rocosas hasta las playas del Atlántico.

Destrucción causada por las vibraciones sísmicas

El terremoto que sacudió Alaska en 1964 proporcionó a los geólogos nuevas pistas sobre el papel del movimiento del terreno como una fuerza destructiva. A medida que la energía liberada por un terremoto viaja a lo largo de la superficie terrestre, hace que el suelo vibre de una manera compleja, moviéndose hacia arriba y hacia abajo, así como de un lado a otro. La magnitud del daño estructural atribuible a las vibraciones depende de varios factores, entre ellos: (1) la intensidad y (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el

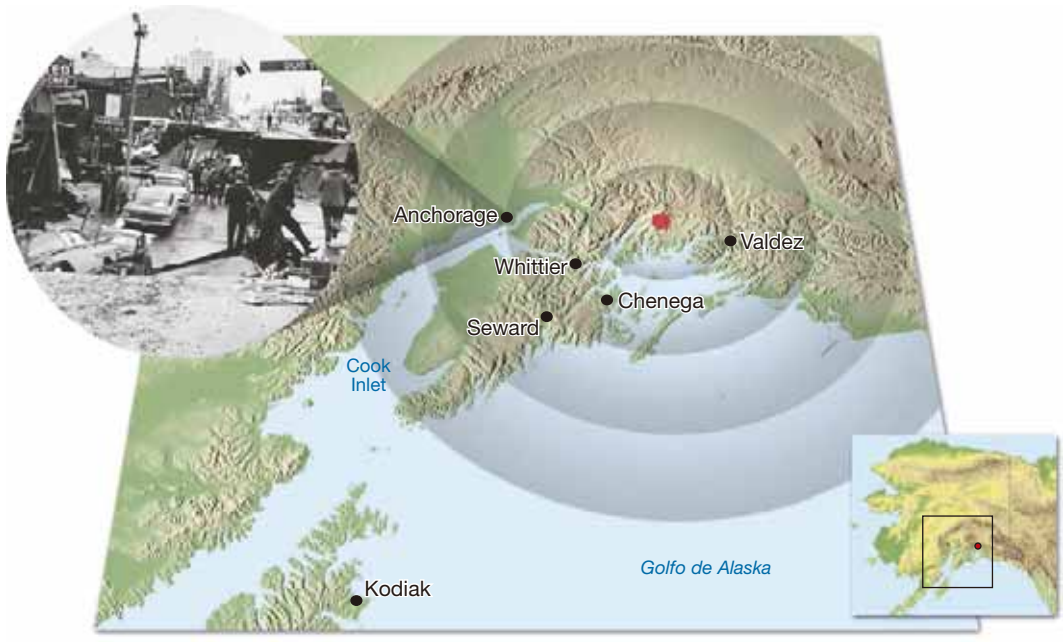


FIGURA 11.21. Región más afectada por el terremoto del Viernes Santo de 1964, el terremoto más grande jamás registrado en Norteamérica. Obsérvese la localización del epicentro (punto rojo). La foto insertada muestra el hundimiento de una calle en Anchorage, Alaska (Foto cortesía de AP Photo).

que descansan las estructuras, y (4) la naturaleza de los materiales de construcción y las prácticas de construcción de la región.

Todas las estructuras de múltiples pisos de Anchorage fueron dañadas por las vibraciones. Los mejor parados fueron los edificios residenciales con estructura de madera, más flexible. Sin embargo, muchos hogares fueron destruidos cuando el terreno falló. Un ejemplo destacable de cómo las variaciones de construcción afectan a los daños provocados por un terremoto se muestran en la Figura 11.22. Obsérvese que el edificio de estructura de acero a la izquierda resistió las vibraciones, mientras que el edificio mal diseñado J. C. Penney resultó muy dañado. Los ingenieros han aprendido que los edificios de albañilería no reforzada con varillas de acero son la amenaza más grave a la seguridad durante los terremotos.

Casi todas las estructuras grandes de Anchorage se destruyeron, aun cuando estaban construidas según las recomendaciones del Uniform Building Code de previsión de terremotos. Quizá algo de esa destrucción pueda atribuirse a la duración inusualmente larga de este terremoto. En la mayoría de los seísmos los temblores duran menos de un minuto. Por ejemplo, el terremoto de Northridge de 1994 se sintió durante unos 40 segundos, y las fuertes vibraciones del terremoto de Loma Prieta, en 1989, duraron menos de 15 segundos. Pero el terremoto de Alaska actuó de 3 a 4 minutos.

Amplificación de las ondas sísmicas

Aunque la región situada cerca del epicentro experimentará más o menos la misma intensidad de sacudida del terreno, la destrucción varía considerablemente dentro de esta área (*véase* el Recuadro 11.1). Esta diferencia es atribuible sobre todo a la naturaleza del terreno sobre el que están construidas las estructuras. Los sedimentos blandos, por ejemplo, amplifican las vibraciones en general más que el sustrato de roca sólida. Por tanto, los edificios localizados en Anchorage, que estaban situados en sedimentos no consolidados, experimentaron un gran daño estructural. Por el contrario, gran parte de la ciudad de Whittier, aunque mucho más próxima al epicentro, descansaba sobre un basamento firme de granito y, por consiguiente, sufrió mucho menos daño de las vibraciones sísmicas. Sin embargo, después del terremoto Whittier fue dañada por la ola de un maremoto, un fenómeno que se describirá en el capítulo siguiente.

Licuefacción

En áreas donde los materiales no consolidados están saturados con agua, las vibraciones de los terremotos pueden transformar un suelo estable en un fluido móvil, un fenómeno conocido como **licuefacción**. Como consecuencia, el suelo no es capaz de soportar estructuras, y los tanques de almacenamiento subterráneo y las conducciones de alcantarillado, pueden flotar literalmente hacia la superficie (Figura 11.23). Durante el terremoto de Loma Prieta en 1989, en el distrito Marina de San Francisco, los cimientos se hundieron y géiseres de arena y agua salieron disparados del suelo, indicando que se había producido licuefacción (Figura 11.24).

Seiches

Los efectos de los grandes terremotos pueden sentirse a miles de kilómetros de su origen. El movimiento del terreno puede generar *seiches:* oleaje rítmico del agua en lagos, embalses y cuencas cerradas como la del golfo de México. El terremoto de 1964 de Alaska, por ejemplo, generó olas de 2 m en la costa de Texas, que dañaron embarcaciones pequeñas, mientras que se notaron ondas mucho menores en las piscinas de Texas y Luisiana.

FIGURA 11.22. Daños causados al edificio de cinco plantas J. C. Penney Co., Anchorage, Alaska. El edificio adyacente sufrió muy pocos daños estructurales (Foto cortesía de NOAA/Seattle).

FIGURA 11.23. Efectos de la licuefacción. Este edificio inclinado reposa sobre sedimento no consolidado que se comporta como arenas movedizas durante el terremoto mexicano de 1985 (Foto de James L. Beck).

ENTENDER LA TIERRA

Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos

RECUADRO 11.1

El terremoto de México en 1985 proporcionó pruebas dramáticas de cómo los materiales superficiales pueden amplificar la vibración del terreno. Una parte de la Ciudad de México se construyó sobre la arena y arcilla que se había depositado en el valle una vez ocupado por el lago Texcoco. El lago fue drenado después de la conquista española de Moctezuma y sus guerreros aztecas a principios del siglo XVI para permitir el desarrollo de la ciudad. Más tarde, la moderna ciudad de México se construyó fundamentalmente sobre tierra alta en torno a la zona donde los edificios se habían situado en sedimentos lagunares y poco consolidados.

Durante el terremoto de 1985, las ondas sísmicas viajaron hacia la Ciudad de México desde su epicentro, se expandieron y disminuyeron sustancialmente de amplitud. Los temblores que sacudieron los materiales de la superficie firme en las partes más altas de la ciudad fueron leves, provocando solo daños menores. Sin embargo pese a estar a más de 350 km del epicentro, casi 500 edificios de apartamentos se hundieron o resultaron gravemente dañados en la zona construida sobre los sedimentos del lago Texcoco (Figura 11.A). El peaje de muertos se aproximó a los 9.000 y 30.000 personas sufrieron lesiones. Casi 500 000 residentes se quedaron sin hogar cuando se destruyeron sus edificios de adobe.

Para entender por qué ocurre esto, recordemos cómo cuando las ondas sísmicas atraviesan la rocas de la corteza hacen que vibre el material que atraviesan de una manera muy parecida a lo que ocurre con un diapasón cuando es golpeado. Aunque la mayoría de los objetos puede verse «forzada» a vibrar a lo largo de un amplio espectro de frecuencias, cada una tiene su periodo de vibración natural preferido. Los diferentes materiales terrestres, como los diapasones de diferente longitud, tienen también diferentes periodos naturales de vibración .

La amplificación del movimiento del terreno se produce cuando el material sustentador tiene un periodo natural de vibración (frecuencia) que encaja con el de las ondas

FIGURA 11.A. Durante el terremoto mexicano de 1985, los edificios de apartamentos se balacearon hacia adelante y hacia atrás hasta 1 m. Muchos, entre ellos el hotel mostrado aquí, se hundieron o resultaron gravemente dañados (Foto de L. Beck).

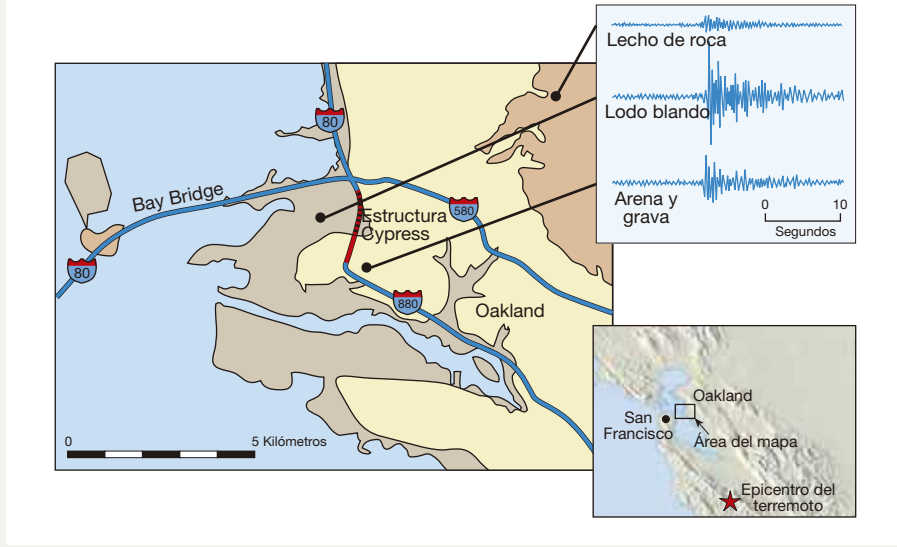


FIGURA 11.B. La porción de la estructura de la autopista Cypress, en Oakland, California, que se levantó sobre el lodo blando (línea roja punteada) se hundió durante el terremoto de Loma Prieta, 1989. Las partes adyacentes de la estructura (rojo sólido), que se construyeron sobre terrenos más firmes, permanecieron de pie. Los sismogramas de una réplica (arriba a la derecha) muestran que la sacudida se amplifica mucho en el lodo blando, en comparación con los materiales más firmes.

Para demostrar el periodo natural de vibración de un objeto, sujete una regla sobre el borde de una mesa de manera que la mayor parte de ella no esté sustentada por la mesa. Empiece a hacerla vibrar y note el ruido que hace. Cambiando la longitud de la porción no soportada de la regla, cambiará en consecuencia el periodo natural de vibración.

sísmicas. Un ejemplo común de este fenómeno se produce cuando un padre empuja a su hijo en el columpio. Cuando el padre empuja periódicamente al niño a ritmo con la frecuencia de balanceo, el niño se mueve hacia atrás y hacia delante en un arco (amplitud) cada vez mayor. Por casualidad, la columna de sedimento situada debajo de la ciudad de México tenía un periodo natural de vibración de unos 2 segundos, que encajaba con el periodo de las ondas sísmicas más intensas. Por tanto, cuando las ondas sísmicas empezaron a sacudir los sedimentos blandos, se originó una *resonancia,* que aumentó mucho la amplitud de las vibraciones. El nivel de agitación del terreno fue demasiado intenso para muchos edificios mal diseñados. Además, las estructuras de altura intermedia (de cinco a 10 pisos) se balancearon hacia adelante y hacia atrás con un periodo de uno a dos segundos. Por tanto, también se desarrolló resonancia entre estos edificios y el suelo, lo que provocó el fallo de la mayoría de las estructuras de altura intermedia (*véase* Figura 11.A). Por el contrario, los edificios más bajos y los más elevados, como la torre latinoamericana de 37 pisos, no resultaron estructuralmente dañados.

Se piensa también que la amplificación de la onda inducida por el sedimento contribuyó de manera significativa a la destrucción de la sección Cypress de la interestatal 880 durante el terremoto que tuvo lugar en Loma Prieta en 1989 (Figura 11.B). Los estudios llevados a cabo en la sección de 1,4 km que se hundió demostraron que estaba construida sobre el lodo de la bahía de San Francisco. Otra sección de esta interestatal que resultó dañada, pero no se hundió, estaba construida sobre materiales aluviales más firmes.

Los seiches pueden ser particularmente peligrosos cuando ocurren en presas de tierra. Se sabe que estas olas rompen sobre los muros del embalse y debilitan la estructura, poniendo así en peligro las vidas de quienes viven corriente abajo.

Deslizamientos y subsidencia del terreno

A menudo el mayor daño a las estructuras se produce debido a deslizamientos y subsidencia del terreno desencadenados por las vibraciones de los terremotos. Esto sucedió durante el terremoto de Alaska de 1964 en Valdez y Seward, donde la violenta sacudida hizo que experimentaran licuefacción los materiales deltaicos; el desplome subsiguiente se llevó las dos zonas portuarias. En Valdez, murieron 31 personas que estaban en un muelle cuando se hundió en el mar. Debido a la amenaza de recurrencia, el pueblo entero de Valdez fue trasladado a unos 7 km sobre un terreno más estable.

Gran parte del daño causado en la ciudad de Anchorage se atribuyó también a los deslizamientos

A.

B.

FIGURA 11.24. Licuefacción. **A.** Estos «volcanes de lodo» se produjeron como consecuencia del terremoto de Loma Prieta en 1989. Se formaron cuando géiseres de arena y agua brotaron del suelo, una indicación de que se estaba produciendo licuefacción (Foto de Richard Hilton, por cortesía de Dennis Fox). **B.** Estudiantes experimentando la naturaleza de la licuefacción (Foto de Marli Miller).

de terreno. Muchos hogares fueron destruidos en Turnagain Heights, cuando un estrato arcilloso perdió su resistencia y más de 80 hectáreas de tierra se deslizaron al océano (Figura 11.25). Una porción de este deslizamiento espectacular quedó en su estado natural como recordatorio de este destructivo acontecimiento. El lugar se llamó, con toda propiedad, «Parque del Terremoto». También se destruyó el centro de la ciudad de Anchorage cuando algunas partes del distrito comercial se hundieron hasta tres metros.

Un ejemplo reciente de grandes deslizamientos provocados por un terremoto se produjo en la Provincia Schuan de China en mayo de 2008. Puede encontrarse una imagen (Figura 15.8) y una descripción en «Terremotos como desencadenantes» en el Capítulo 15.

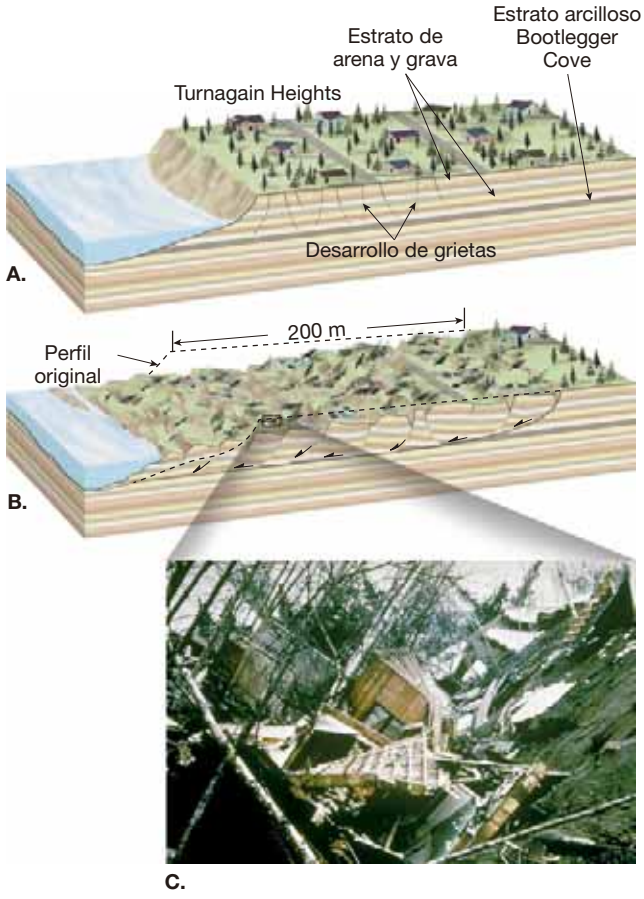


FIGURA 11.25. Deslizamiento en las Turnagain Heights causado por el terremoto de Alaska de 1964. **A.** Las vibraciones del terremoto hicieron que aparecieran grietas cerca de la parte superior del terreno. **B.** En cuestión de segundos os bloques de tierra empezaron a deslizarse hacia el mar sobre un débil estrato de arcilla. **C.** Foto de una pequeña parte del deslizamiento de Turnagain Heights (Foto cortesía del USGS). En menos de 5 minutos, hasta 200 m de Turnagain Heights habían sido destruidos.

Incendios

Hace más de 100 años, San Francisco era el centro económico del este de Estados Unidos, gracias sobre todo a la minería de oro y plata. Entonces, en la madrugada del 18 de abril de 1906, se produjo inesperadamente un violento terremoto que provocó un enorme fuego. Gran parte de la ciudad quedó reducida a cenizas y ruinas. Se calcula que murieron 3.000 personas y 225.000 de los 400.000 habitantes de la ciudad se quedaron sin hogar.

Ese terremoto histórico nos recuerda la formidable amenaza que representa el fuego. La parte central de la ciudad tenía fundamentalmente grandes estructuras antiguas de madera y edificios de ladrillo. Aunque muchos de los edificios de ladrillo no reforzado sufrieron un grave daño por las vibraciones, la destrucción mayor fue causada por los incendios, que empezaron cuando se destruyeron las líneas eléctricas y las tuberías de gas. Los incendios estuvieron fuera de control durante tres días y devastaron más de 500 manzanas de la ciudad. La sacudida inicial del terreno, que rompió las tuberías de agua de la ciudad en centenares de trozos separados, hizo que el control de los incendios fuera virtualmente imposible.

Por fin se consiguieron contener los incendios dinamitando un ancho bulevar para formar un cortafuegos, la misma estrategia que se utiliza para luchar contra los incendios forestales. Aunque se atribuyeron solo unas pocas muertes al fuego de San Francisco, otros incendios provocados por terremotos han sido mucho más destructivos y se han cobrado muchas más vidas. Por ejemplo, el terremoto de Japón en 1923 desencadenó unos 250 incendios, que devastaron la ciudad de Yokohama y destruyeron más de la mitad de los hogares de Tokio. Se atribuyeron a los incendios más de 100.000 muertos, debido a que dichos incendios eran alimentados por vientos inusualmente fuertes.

¿Qué es un tsunami?

Los grandes terremotos submarinos ponen en movimiento en ocasiones grandes olas que los científicos llaman **maremotos**. Quizá esté más familiarizado con el término japonés **tsunami** que se usa a menudo para describir estos destructivos fenómenos. Dada la situación de Japón a lo largo del cinturón circum-Pacífico y su extensa línea de costa, es especialmente vulnerable a la destrucción de los tsunami..

La mayoría de los tsunamis son consecuencia del desplazamiento vertical de una placa oceánica a lo largo de un cabalgamiento situado en el fondo oceánico o de un gran deslizamiento submarino provocado por un terremoto (Figura 11.26). Una vez creado, un tsunami recuerda las ondulaciones formadas cuando se lanza una piedra a un estanque. Al contrario que estas últimas, el

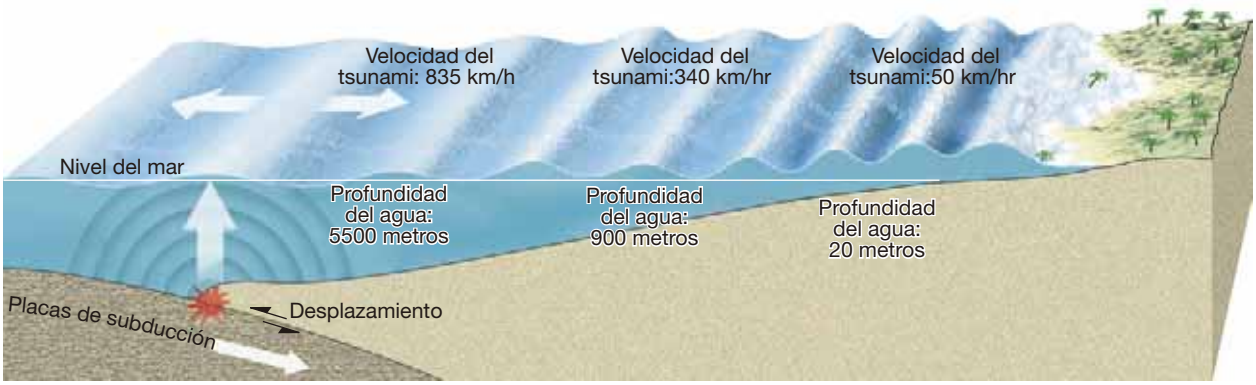


FIGURA 11.26. Diagrama de un tsunami generado por desplazamiento del fondo oceánico. La velocidad de una ola está relacionada con la profundidad oceánica. Como se muestra, las olas que se mueven en agua profunda avanzan a velocidades que superan los 800 kilómetros por hora. La velocidad disminuye gradualmente hasta 50 kilómetros por hora a profundidades de 20 metros. La disminución de la profundidad reduce la velocidad del movimiento de la ola. A medida que las olas se ralentizan en agua superficial, crecen en altura hasta que se tambalean y se precipitan sobre la costa con tremenda fuerza. El tamaño y el espaciado de este oleaje no están representados a escala.

tsunami avanza a través del océano a velocidades asombrosas de 500 a 950 km por hora. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura (amplitud) suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas es grande, oscilando entre 100 y 700 km. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas «tocan suelo» y se ralentizan y el agua empieza a apilarse (Figura 11.26). Unos pocos tsunami excepcionales han alcanzado 30 m de altura. A medida que la cresta de un tsunami se acerca a la costa, surge como una elevación rápida del nivel del mar con una superficie turbulenta y caótica (Figura 11.27).

La primera advertencia de aproximación de un tsunami es una retirada rápida de agua de las playas. Algunos residentes de la costa han aprendido a hacer caso de esta advertencia y a desplazarse a un terreno más elevado, pues de 5 a 30 minutos después, el retroceso del agua va seguido de una oleada capaz de extenderse centenares de metros tierra adentro. De una manera sucesiva, cada oleada va seguida de una retirada rápida del agua mar adentro.

Alaska 1964

El tsunami generado por el terremoto de Alaska de 1964, infligió un grave daño a las comunidades próximas al golfo de Alaska, destruyendo completamente la ciudad de Chenega. Whittier y Kodiak también resultaron muy dañadas cuando la mayor parte de su flota pesquera fue destruida por el maremoto que arrastró la mayoría de los buques hasta las ciudades. Se atribuyen a este tsunami 107 muertos. Por el contrario, solo nueve personas murieron en Anchorage como consecuencia del colapso de los edificios.

El daño causado por el tsunami que apareció después del terremoto de Alaska se extendió a lo largo de

A.

B.

FIGURA 11.27. Un intenso terremoto (Mw 9,1) en la costa de la isla Indonesia de Sumatra envió un tsunami que atravesó el océano ndico y la bahía de bengala el 26 diciembre 2004. **A.** Turistas extranjeros que no sospechaban nada, primero anduvieron sobre la arena después de que el agua retrocedió, luego corrieron hacia la costa cuando el primero de los seis tsunamis entró hacia la playa Hat Rai Lay cerca de Krabi en el sur de Tailandia (AFP/Getty Images Inc.). **B.** Los supervivientes del tsunami andan entre los restos de este acontecimiento desencadenado por un terremoto (Foto de Kimmasa Mayama/Reuters/CORBIS).

gran parte de la costa oeste de Norteamérica y, pese a ser advertido con una hora de anticipación, perecieron 12 personas 4.000 km más lejos en Crescent City, California. La cresta de la primera ola alcanzó aproximadamente 4 m de altura por encima del nivel de la marea baja y fue seguida por tres olas progresivamente menores. Creyendo que el tsunami había cesado, la gente volvió a la costa, solo para encontrarse con la quinta, y más devastadora.

Daño causado por el tsunami provocado por el terremoto que tuvo lugar en Indonesia en 2004

El 6 diciembre de 2004 tuvo lugar un intenso terremoto submarino de magnitud 9.1 cerca de la isla de Sumatra, que envió olas de agua a través del océano Índico y de la bahía de Bengala. Fue uno de los desastres naturales más mortíferos de cualquier clase en los tiempos modernos, cobrándose más de 230.000 vidas. A medida que el agua entraba varios kilómetros al interior de la tierra, los coches y los árboles eran lanzados como juguetes en una bañera y los barcos de pesca incrustados contras las casas. En algunos lugares, la resaca del agua arrastró cuerpos y cantidades enormes de derrubios fuera del mar.

La destrucción fue indiscriminada, destruyendo lujosos hoteles y pobres casas de pescadores en la costa del océano Índico (*véase* Figura 11.27B). Se comunicaron daños en lugares tan alejados como la costa somalí de África, 4.100 km al oeste del epicentro del terremoto.

Las olas asesinas generadas por este enorme terremoto alcanzaron alturas de hasta 10 m y golpearon muchas zonas no preparadas durante un lapso de tres horas después del terremoto. La cuenca del Pacífico tenía un sistema de aviso de tsunami; por desgracia el Océano Índico no lo tenía. Lo raro de un tsunami en el Océano Índico contribuyó también a la falta de preparación. No sorprende que se estableciera posteriormente un sistema de aviso de tsunami en el Océano Pacífico.

El sistema de aviso de los tsunamis

En 1946, un gran tsunami azotó las islas Hawái sin previo aviso. Una ola de más de 15 m de altura destrozó varias poblaciones costeras. Esta destrucción fue el motivo de que la U.S. Coast and Geodetic Survey estableciera un sistema de aviso de los tsunamis para las áreas litorales del Pacífico. Los observatorios sísmicos de la región informan de los grandes terremotos al Tsunami Warning Center en Honolulu. Los científicos del centro utilizan boyas de profundidad equipadas con sensores de presión para detectar la energía liberada por un terremoto. Además, los medidores de mareas miden las subidas y bajadas del nivel del mar que acompañan a un tsunami, lo que permite el aviso al cabo de una hora. Aunque los tsunamis se desplazan a gran velocidad, hay tiempo suficiente para evacuar toda la zona excepto la región más cercana al epicentro. Por ejemplo, un tsunami generado cerca de las islas Aleutianas tardaría cinco horas en llegar a Hawái, y uno generado cerca de la costa de Chile se desplazaría durante 15 h hasta llegar a Hawái (Figura 11.28).

Por fortuna, la mayoría de los terremotos no genera tsunamis. Solo 1,5 tsunamis destructivos de media son generados en todo el mundo cada año. De ellos, solo aproximadamente uno cada 10 años es catastrófico.

¿PUEDEN PREDECIRSE LOS TERREMOTOS?

Las vibraciones que sacudieron Northridge, California, en 1994 causaron 57 muertos y una pérdida aproximada de 40.000 millones de dólares (Figura 11.29). Este grado de destrucción fue el resultado de un terremoto de magnitud moderada (M_W 6,7). Los sismólogos advierten que se producirán terremotos comparables o de mayor intensidad a lo largo de la falla de San Andrés, que atraviesa 1.300 km de este estado. La pregunta obvia es: ¿pueden predecirse estos terremotos?

Predicciones a corto plazo

El objetivo de la predicción de los terremotos a corto plazo es informar sobre la localización y la magnitud de un gran terremoto en un corto espacio de tiempo. Japón,

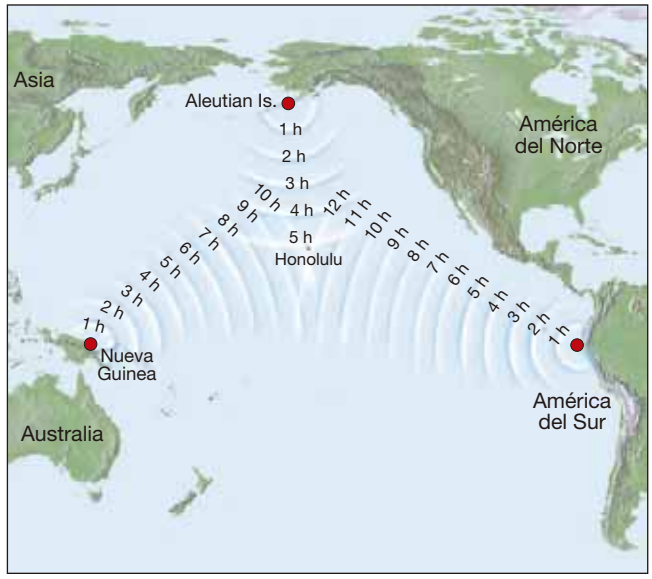


FIGURA 11.28. Horas de viaje del tsunami hasta Honolulu, Hawái, desde lugares seleccionados de todo el Pacífico (Datos de NOAA).

FIGURA 11.29. Daño a la Interestatal 5 causado por el terremoto del 17 de enero de 1994 en Northridge (Foto de Tom HcHufh/Photo Researchers, Inc.).

Estados Unidos, China y Rusia, países donde los riesgos de terremotos son elevados (Tabla 11.2), están realizando esfuerzos sustanciales para conseguir este objetivo. La investigación se ha concentrado en el control de posibles *precursores:* fenómenos o cambios que preceden a un terremoto inminente y que, por tanto, proporcionan una advertencia. En California, por ejemplo, los sismólogos están midiendo los cambios en la elevación del terreno y las variaciones en los grados de deformación de las rocas próximas a las fallas activas. Otros investigadores están controlando los cambios de nivel del agua subterránea e incluso otros están intentando predecir los terremotos en función de los cambios de conductividad eléctrica de las rocas que preceden a algunos terremotos, aunque no a todos.

Algunos científicos japoneses y chinos están estudiando el comportamiento anómalo de los animales que puede preceder a un terremoto. Unos pocos días antes del terremoto del 12 mayo 2008 de la provincia Sichuan (China), las calles de un pueblo próximo a la falla se llenaron de sapos que emigraban desde las montañas. ¿Era esto un aviso? Quizá Walter Mooney, un sismólogo de USGS lo explique mejor, «todo el mundo espera que los animales nos digan algo que no sabemos,… pero el comportamiento animal es demasiado poco fiable». Aunque existen precursores, todavía tenemos que determinar una forma útil de interpretar y utilizar esta información.

El gobierno chino afirmó haber predicho satisfactoriamente a corto plazo el terremoto que tuvo lugar el 4 de febrero de 1975 en la provincia de Liaoning. Según los informes, murió muy poca gente, aunque más de un millón vivía cerca del epicentro, porque el terremoto se predijo y la población fue evacuada. Algunos sismólogos occidentales han cuestionado esta afirmación y sugieren, en cambio, que un intenso enjambre de sismos precursores, que empezaron 24 h antes del terremoto principal, pudo haber inducido a la gente a la evacuación espontánea

Un año después del terremoto de Liaoning, murieron al menos 240.000 personas en el terremoto de Tangán, China, que no se predijo. No hubo sismos precursores. Las predicciones pueden dar lugar a alarmas

Tabla 11.2. Algunos terremotos notables.

A os	Localización	Muertos (est.)	Magnitud	Comentarios
1556	Shensi, China	830.000		Posiblemente el mayor desastre natural.
1755	Lisboa, Portugal	70.000		Un tsunami causó grandes daños.
1811-1812	Nuevo Madrid, Missouri	Pocos	7,9	Tres terremotos importantes.
1886	Charleston, Carolina del Sur	60		El mayor terremoto histórico en la parte oriental de Estados Unidos.
1906	San Francisco, California	3.000	7,8	Los incendios causaron grandes daños.
1908	Messina, Italia	120.000		
1923	Tokio, Japón	143.000	7,9	Los incendios causaron gran destrucción.
1960	Sur de Chile	5.700	9,5	Posiblemente el terremoto de mayor magnitud nunca registrado.
1964	Alaska	131	9,2	El mayor terremoto de Norteamérica.
1970	Perú	70.000	7,9	Gran deslizamiento de rocas.
1971	San Fernando, California	65	6,5	Los daños superaron los mil millones de dólares.
1975	Provincia Liaoning, China	1.328	7,5	Primer terremoto importante que se predijo.
1976	Tangshan, China	255.000	7,5	No predicho.
1985	Ciudad de México	9.500	8,1	El mayor daño ocurrió a 400 kilómetros del epicentro.
1988	Armenia	25.000	6,9	Construcciones de mala calidad.
1989	Zona de la Bahía de San Francisco	62	7,1	Los daños superaron los 6.000 millones de dólares.
1990	Irán	50.000	7,4	Los deslizamientos de terreno y las construcciones de mala calidad causaron graves daños.
1993	Latur, India	10.000	6,4	Localizado en el interior continental estable.
1994	Northridge, California	51	6,7	Los daños superaron los 40.000 millones de dólares.
1995	Kobe, Japón	5.472	6,9	Se calcula que los daños superaron los 100.000 millones de dólares.
1999	Izmir, Turquía	17.127	7,4	Cerca de 44.000 heridos y más de 250.000 desplazados.
1999	Chi-Chi, Taiwán	2.300	7,6	Gran destrucción; 8.700 heridos.
2001	Bhuj, India	25.000+	7,9	1 millón o más de personas sin hogar.
2003	Bam, Irán	41.000+	6,6	Ciudad antigua con construcciones deficientes.
2004	Océano ndico, Sumatra	230.000	9,1	Daños devastadores del tsunami.
2005	Pakistán/Kashmir	86.000	7,6	Muchos corrimientos de tierra; 4 millones de personas sin hogar.
2008	Sichuan, China	70.000	7,9	Millones de personas sin hogar, algunas ciudades no serán reconstruidas.

Terremotos en EE.UU.
Se han calculado magnitudes muy diferentes para algunos de estos terremotos. Las magnitudes del momento se utilizan cuando se dispone de ellas.
Fuente: U. S. Geological Survey.

falsas. En una provincia próxima a Hong Kong, la gente abandonó sus hogares durante más de un mes, pero no hubo terremoto.

Para que un esquema de predicción goce de aceptación general, debe ser preciso y fiable. Por tanto, *debe tener un pequeño nivel de incertidumbre con respecto a la localización y el momento, y debe producir pocos fracasos o alarmas falsas*. ¿Imagina el debate que precedería a una orden para evacuar una gran ciudad de Estados Unidos, como Los Ángeles o San Francisco? El coste de evacuar a millones de personas, buscarles alojamiento y suplir su pérdida de tiempo de trabajo y salario, sería asombroso.

En la actualidad, no existe método fiable alguno para realizar predicciones sísmicas a corto plazo. De hecho, excepto durante un breve periodo de optimismo en los años 70, los principales sismólogos de los últimos cien años han llegado a la conclusión general de que la predicción a corto plazo de los terremotos *no* es factible.

Pronósticos a largo plazo

Al contrario que las predicciones a corto plazo, cuyo objetivo es predecir los terremotos en horas o, a lo sumo, en días, los pronósticos a largo plazo proporcionan la probabilidad de que se produzca un terremoto de cierta magnitud en una escala temporal de 30 a 100 años, o más. Estos pronósticos proporcionan cálculos estadísticos de la intensidad esperada de movimiento de la Tierra para un área concreta durante un marco temporal específico. Aunque los pronósticos a largo plazo pueden no ser tan informativos como nos gustaría, estos datos son importantes para proporcionar pautas importantes sobre códigos de edificación de forma que los edificios, los embalses o las carreteras se construyan para resistir niveles esperados de agitación del terreno (Recuadro 11.2).

Por ejemplo, en la década de 1970, antes de que se construyera el oleoducto que atraviesa Alaska, de más de 1.000 km de longitud, los geólogos hicieron un estudio de riesgos del sistema de fallas Denali, una importante estructura tectónica que atraviesa Alaska. Se determinó que durante un terremoto de magnitud 8 en la falla Denali, se experimentaría un desplazamiento horizontal de 6 m. Como consecuencia de esta investigación, el oleoducto se diseñó para permitir que se deslizara horizontalmente sin romperse (Figura 11.30). En 2002, la falla Denali se rompió produciendo un terremoto de magnitud 7,9. Aunque el desplazamiento total a lo largo de la falla fue de unos 5 m, no hubo escape de petróleo. El oleoducto trans-Alaska transporta casi el 20 por ciento del suministro de petróleo doméstico de Estados Unidos, alrededor de 600.000 barriles al día, con un grado de seguridad científica de que resistirá desplazamientos futuros.

Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que muchas fallas grandes se rompen repetidamente produciendo terremotos similares a intervalos aproximadamente iguales. En otras palabras, en cuanto se rompe una sección de una falla, los movimientos continuos de las placas terrestres empiezan a acumular tensión de nuevo en las rocas, hasta que estas vuelven a ceder. Esto ha llevado a los sismólogos a estudiar los registros históricos de los terremotos para ver si existen patrones apreciables, de manera que pueda establecerse su probabilidad de recurrencia.

Vacíos sísmicos

Teniendo en cuenta este concepto, los sismólogos comenzaron a representar la distribución de zonas de ruptura asociadas con los grandes terremotos de todo el mundo. Los mapas revelaron que las zonas de ruptura tendían a aparecer adyacentes unas a otras sin solapamiento apreciable, trazando de esta manera el borde de

FIGURA 11.30. El oleoducto que atraviesa Alaska se diseñó y construyó para resistir varios metros de desplazamiento horizontal donde atraviesa la falla Denali. Durante un terremoto de magnitud 7,9 en 2002, el oleoducto se movió tal como estaba previsto y no se produjo derrame de petróleo. Esto ilustra la importancia de estimar un posible movimiento del terreno y diseñar estructuras para mitigar los riesgos. (Foto por cortesía de USGS).

una placa. Recordemos que la mayoría de los terremotos se genera en los bordes de placa por el movimiento relativo de los grandes bloques de la corteza. Dado que las placas están en movimiento constante, también puede calcularse la velocidad a la que se acumula el esfuerzo.

Cuando los investigadores estudiaron los registros históricos, descubrieron que en algunas zonas no se había producido un terremoto grande en más de un siglo y en otras en más de varios siglos. Estas zonas tranquilas, denominadas **vacíos sísmicos**, se identificaron como zonas inactivas que están acumulando la deformación para futuros terremotos importantes.

Una zona de interés reciente para los sismólogos es el borde septentrional de la placa india, que está chocando con Asia (Figura 11. 31). Esta zona se había considerado históricamente tranquila desde el punto de vista sísmico, pero desde 2004 han golpeado el borde de placa tres terremotos importantes. El más destructivo fue el descrito previamente de diciembre de 2004 en Sumatra (Mw 9,1). Tres meses más tarde, en marzo de 2005, un segundo terremoto fuerte (Mw 8,6) golpeó Indonesia en el mismo sistema de fallas directamente al sur del mortífero acontecimiento de 2004. Por fortuna, el segundo terremoto fue mucho menos destructivo, porque no se generó un tsunami sustancial. Esta diferencia puede explicarse comparando el desplazamiento que se produjo

durante los dos acontecimientos. El terremoto de 2004 fracturó casi 1.600 km del megacabalgamiento Sunda, casi cuatro veces más que el de 2005. Una razón más importante es que la zona de mayor desplazamiento se produjo en aguas profundas en la zona de ruptura de diciembre de 2004, pero sobre tierra o agua somera en el acontecimiento de marzo de 2005.

En octubre de 2005, se produjo el terremoto de Pakistán/Cachemira, que se cobró 86.000 vidas. La intensidad de la destrucción causada por este terremoto se atribuyó a un cabalgamiento severo, acoplado a prácticas de construcción defectuosas (Figura 11. 32).

Lamentablemente, como se ilustra en el mapa de la Figura 11. 31, varios vacíos sísmicos maduros (mostrados en blanco) están localizados a lo largo de este borde de placa. Uno de ellos se encuentra en el megacabalgamiento Sunda, justo debajo de la ruptura de marzo de 2005. ¿Transfirió el desplazamiento de 2005 suficiente esfuerzo como para tocar la región vecina y provocar su ruptura?

En el continente, a lo largo de los márgenes del Himalaya existen otros vacíos sísmicos. Uno de estos sitios está localizado adyacente a la zona de deslizamiento que produjo el terremoto de Pakistán/Cachemira en octubre de 2005. Otra es la región de 600 km de longitud del Himalaya central que no se ha roto aparentemente desde 1505.

Paleosismología

Se ha puesto en práctica otro método de pronóstico a largo plazo, conocido como *paleosismología*. Una investigación en la que se empleó este método se concentró en un segmento meridional de la falla de San Andrés al Este de Los Ángeles. En este lugar, el drenaje de Pallet Creek se ha alterado repetidamente como consecuencia de rupturas sucesivas a lo largo de la zona de falla. Zanjas excavadas a través del lecho del río han mostrado los sedimentos que han sido desplazados por varios grandes terremotos

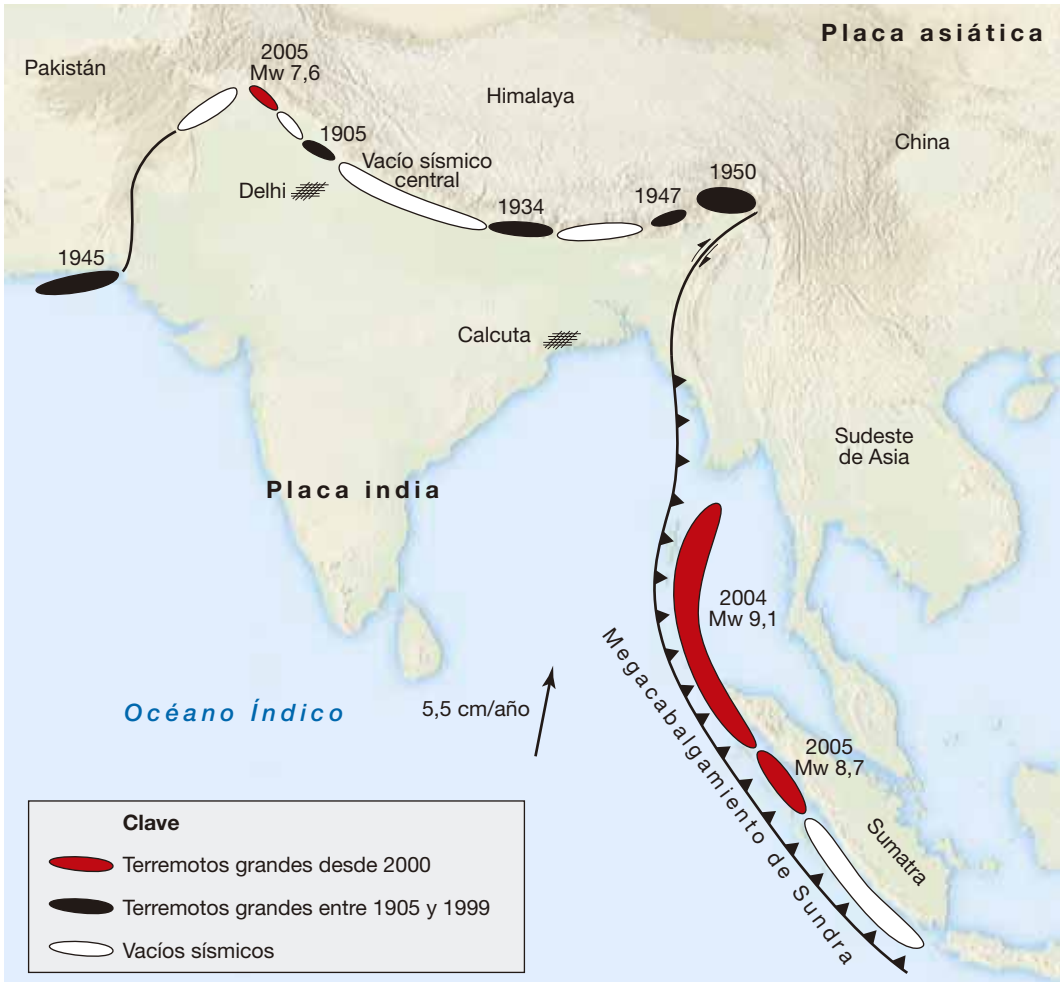


FIGURA 11.31. Vacíos sísmicos. Mapa del borde septentrional de la placa india, donde se está moviendo hacia Asia. En rojo se muestran las zonas de ruptura para los tres grandes terremotos que se han producido a lo largo de este borde de placa desde 2000. Los terremotos grandes que se produjeron entre 1905 en 1999 se muestran en negro y los vacíos sísmicos se muestran en blanco. Los vacíos sísmicos son «zonas tranquilas» que se consideran zonas inactivas que están almacenando deformación elástica que finalmente producirá terremotos importantes.

FIGURA 11.32. Destrucción causada por el terremoto de Pakistán/Cachemira (Mw 7,6) que sacudió la región en octubre de 2005. La gravedad de la destrucción se atribuyó a un intenso cabalgamiento añadido a las malas prácticas de construcción. Hubo más de 86.000 fallecimientos (Foto de AP Wide World Photos).

durante un periodo de 1.500 años. A partir de estos datos se determinó que en esta zona se produce un gran terremoto con una periodicidad media de una vez cada 135 años. El último gran acontecimiento, denominado el terremoto de Fort Tejón, se produjo a lo largo de este segmento de la falla de San Andrés en 1857, hace unos 150 años. Si los terremotos son cíclicos, parece inminente un acontecimiento importante en el sur de California.

Utilizando otras técnicas paleosismológicas, los investigadores determinaron que terremotos muy poderosos (magnitud 8 o mayor) han golpeado repetidamente el noroeste del Pacífico durante los últimos miles de años. El acontecimiento más reciente se produjo hace unos 300 años. Como consecuencia de esos hallazgos, los servicios públicos han dado los pasos necesarios para fortalecer las presas, puentes y sistemas de conducción del agua existentes en la región. Incluso el sector privado respondió. El edificio U. S. Bancorp en Portland, Oregón, se fortaleció con un coste de 8 millones de dólares.

En resumen, *parece que las mejores perspectivas de hacer predicciones útiles sobre los terremotos radican en pronosticar las magnitudes y las localizaciones en escalas temporales de años, o incluso decenios. Estos pronósticos son importantes porque proporcionan información que puede ser utilizada para el diseño de estructuras y ayudar en la planificación del uso del terreno para reducir lesiones y daños a vidas y propiedades.*

LOS RIESGOS SÍSMICOS EN LA FALLA DE SAN ANDRÉS

La falla de San Andrés, California, corre en diagonal de sureste a noroeste durante casi 1.300 km a través de gran parte del oeste del estado. Durante años los investigadores han estado intentando predecir la localización del siguiente «*Big One*», un terremoto con una magnitud de 8 o superior, a lo largo de este sistema de fallas.

En 1906 el terremoto de San Francisco causó el desplazamiento de la sección más septentrional de 450 km de longitud de la falla (Figura 11. 33). Este acontecimiento, que tuvo una magnitud Richter estimada de 8,3, liberó probablemente mucha de la deformación que se había ido acumulando durante los aproximadamente 200 años anteriores. Por consiguiente, la U.S. Geological Survey concluyó que entre el año 2003 y el 2032 hay una probabilidad

FIGURA 11.33. Mapa que muestra las secciones de la falla de San Andrés que se rompieron durante el gran terremoto de San Francisco de 1906 y el terremoto de Fort Tejon de 1857. Situado directamente al sur de la ruptura de 1906 se encuentra el segmento de reptación donde las placas se desplazan gradualmente una con respecto a la otra. Los 200 km más meridionales de la falla no han producido un terremoto grande desde, aproximadamente 300 años. A este segmento se le otorga la mayor probabilidad de producir el siguiente «Big One».

del 62 por ciento que golpee la zona de la bahía de San Francisco por lo menos un terremoto de magnitud 6,7 o mayor (Figura 11.34). Si se produce, este terremoto sería aproximadamente comparable al terremoto de Loma Prieta de 1989 (Mw 6,9) y capaz de causar daño significativo en algún lugar de la zona. El mapa de la Figura 11.34 muestra algunos de los segmentos de la falla, pero no todos, que podrían romperse durante un terremoto futuro.

Situada justo al sur de la ruptura de 1906 hay una sección de la falla de San Andrés que muestra «*reptación de falla*» (*véase* la Figura 11.33). Cuando las placas se deslizan gradualmente una con respecto a otra, como hacen en esta zona, se acumula menos esfuerzo que cuando la falla está bloqueada, disminuyendo las perspectivas de un gran terremoto final.

Como se muestra en la Figura 11.33, se produjo una gran ruptura en la falla de San Andrés al este de Los Angeles en 1857. Esta ruptura produjo el gran terremoto de Fort Tejon que tuvo una magnitud estimada similar a la de San Francisco de 1906. Recordemos que los estudios de paleosismología indican que esta sección del sistema de fallas ha experimentado un desplazamiento sustancial en un promedio de una vez cada 135 años. Esto significa que está dentro de lo posible una repetición del terremoto de Fort Tejón en 1857. A esta sección de la falla se le ha dado una probabilidad del 60 por ciento de producir un terremoto importante en los próximos 30 años.

El origen más probable del siguiente terremoto importante en la falla de San Andrés bien podría estar en sus 200 km más meridionales, en los que no se ha producido un acontecimiento grande en unos 300 años (*véase* Figura 11.33). En un estudio en el que se utilizaron imágenes de radar tomadas desde el espacio se encontraron evidencias de que esta sección de la falla está fundamentalmente cerrada y sigue acumulando cantidades significativas de información. La velocidad potencial de deslizamiento, el ritmo al que las placas se mueven a lo largo de la falla, se ha estimado en unos 2 a 3 cm al año. Esto significa que durante los últimos 300 «años durmientes» la falla ha acumulado aproximadamente de 6 a 8 m de desplazamiento. Si esta deformación se libera en un solo terremoto, provocaría un acontecimiento de magnitud 8.

La sección más meridional del sistema de San Andrés atraviesa las pobladas zonas de Palm Springs, San Bernardino, Riverside y Borrego Spring. En el caso de que se produjera un importante terremoto, se dejaría sentir por gran parte del sur de California, entre ellas las áreas metropolitanas densamente pobladas de Los Angeles y San Diego.

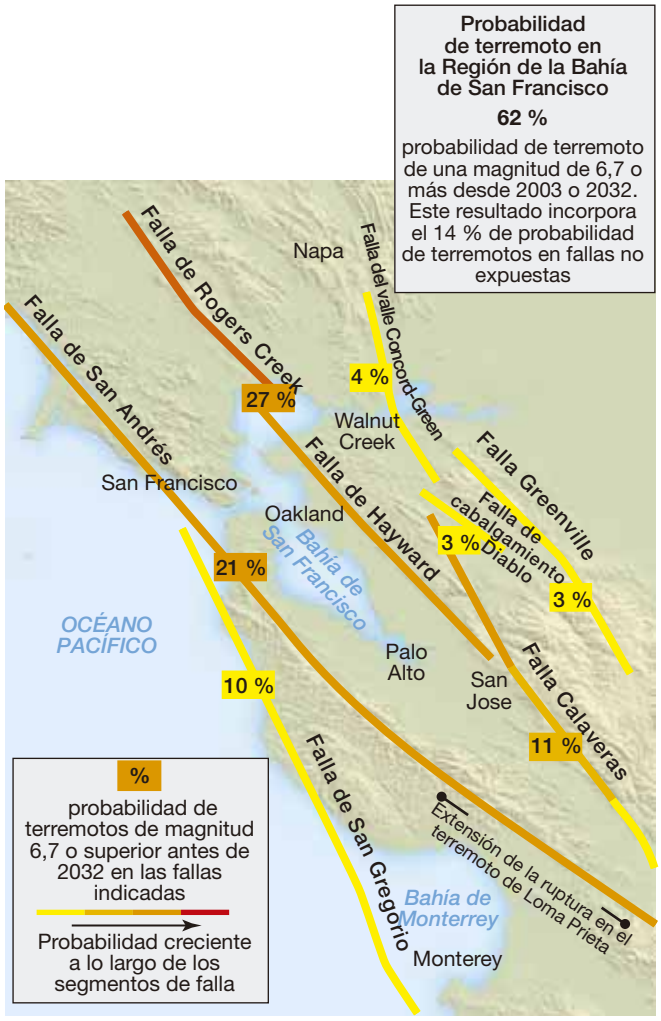


FIGURA 11.34. A la región de la Bahía de San Francisco se le otorga una probabilidad del 62% de experimentar un terremoto de magnitud 6,7 o superior antes de 2032. Se muestran algunas de las fallas que podrían romperse para producir este acontecimiento (Tomado de U.S. Geological Survey Fact Sheet 039-03).

TERREMOTOS: PRUEBAS DE LA TECTÓNICA DE PLACAS

EARTHQUAKES
▸ Earthquakes at Plate Boumdaries

Una vez formulado el esquema básico de la teoría de la tectónica de placas, los investigadores de varias ramas de las geociencias empezaron a probar su validez. Uno de los primeros esfuerzos lo realizó un grupo de sismólogos, que fue capaz de demostrar una buena relación entre el modelo de tectónica de placas recién desarrollado y la distribución global de los terremotos que se muestra en la Figura 11.35. En particular, estos científicos pudieron explicar la estrecha asociación entre los terremotos de foco profundo y fosas oceánicas donde las placas de la litosfera oceánica están siendo subducidas en el manto.

Cuando se representaron los datos de los terremotos según su localización geográfica en profundidad, se

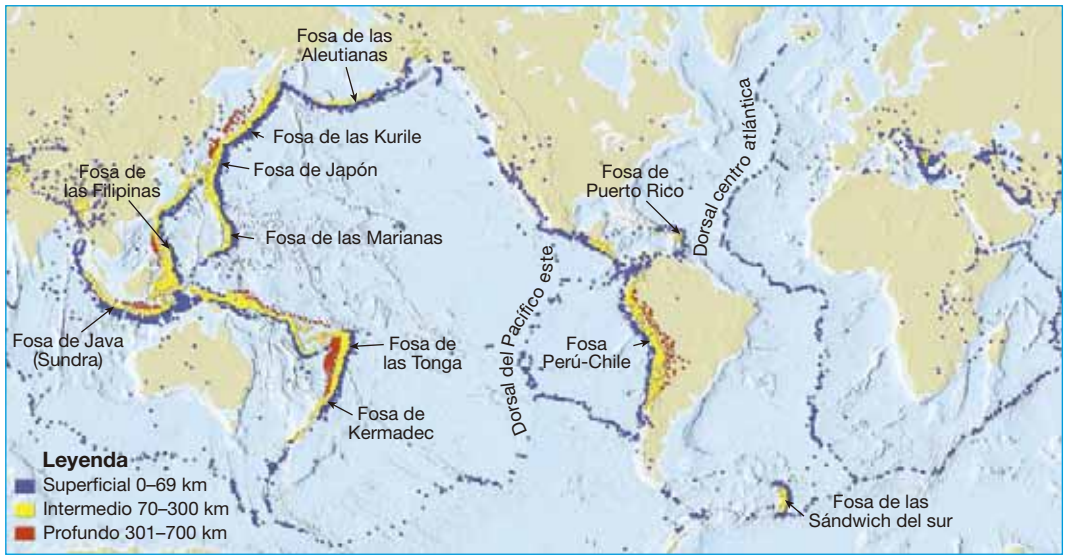


FIGURA 11.35. Distribución de terremotos superficiales, intermedios y de foco profundo. Nótese que los terremotos de foco profundo sólo se producen en relación con los límites convergentes de placa y las zonas de subducción (Datos procedentes de NOAA).

detectaron diversas observaciones interesantes. En vez de una mezcla aleatoria de terremotos superficiales y profundos, surgieron algunos patrones muy definidos (Figura 11.35). Los terremotos generados a lo largo del sistema de dorsales oceánicas siempre tienen un foco somero y ninguno es muy fuerte. Además, se observó que casi todos los terremotos de foco profundo se produjeron en el cinturón circum-Pacífico, en particular en las regiones situadas tierra adentro de las fosas oceánicas.

Basándonos en nuestros conocimientos del mecanismo que genera la mayoría de los terremotos, sería lógico concluir que los terremotos deberían ocurrir solo en la capa fría, rígida y más externa de la Tierra. Recordemos que a medida que estas rocas se deforman, se doblan y almacenan energía elástica, como una cinta de goma estirada. Una vez que la roca se ha deformado lo suficiente, se fractura, liberando la energía almacenada en forma de vibraciones sísmicas. Por el contrario, las rocas móviles calientes de la astenosfera no pueden almacenar la energía elástica y, por tanto, no deberían generar terremotos. Sin embargo, hasta ahora si se han observado terremotos con profundidades de casi 700 km.

La conexión única entre los terremotos con foco profundo y las fosas oceánicas se estableció mediante los estudios llevados a cabo en las islas Tonga. Cuando se representaron las profundidades de los focos sísmicos y sus localizaciones dentro del arco de las Tonga, surge el modelo mostrado en la Figura 11.35. La mayoría de los terremotos superficiales se producen dentro de la fosa, o en la zona adyacente a ella, mientras que los terremotos medios o de foco profundo se producen hacia las islas Tonga. Esta zona de profundidades crecientes de foco se denomina **zona de Wadati-Benioff** en honor a los dos científicos que las identificaron primero.

En el modelo de la tectónica de placas, las fosas submarinas se forman allí donde las placas densas de litosfera oceánica se hunden en el manto (Figura 11.36). Los terremotos de foco superficial se producen en respuesta al plegamiento y la fracturación de la litosfera cuando empieza su descenso o a medida que la placa en subducción interacciona con la capa situada por encima. Más adentro del manto, se generan los terremotos de foco profundo. Estos terremotos se producen en las placas de subducción frías más que en el manto porque las

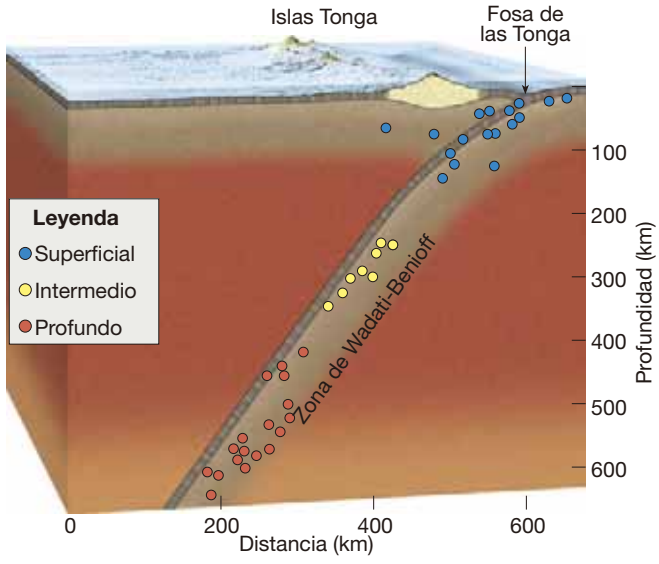


FIGURA 11.36. Distribución idealizada de los focos sísmicos en las proximidades de la fosa de las Tonga. Obsérvese que los terremotos intermedios y de foco profundo se producen solo en el interior de la litosfera que se hunde (Modificado según B. Isacks, J. Oliver y L. R. Sykes).

rocas son malas conductoras del calor. Por consiguiente, la litosfera permanece más fría y fuerte que el manto, que está caliente y débil como para acumular suficiente esfuerzo elástico que provoque ruptura.

Otras pruebas que respaldan el modelo de la tectónica de placas procedían de observar que *solo* los terremotos superficiales ocurren a lo largo de los límites divergentes y de falla transformante. Por ejemplo, a lo largo de la falla de San Andrés, la mayoría de los terremotos se produce en los primeros 20 km de la corteza. Por debajo de esta profundidad, las rocas se comportan de una manera dúctil (muy parecido a masilla) y son incapaces de almacenar deformación elástica. Puesto que las fosas oceánicas son los únicos lugares donde las placas frías de la corteza oceánica se sumergen a grandes profundidades, estas podrían ser los únicos puntos donde se producen terremotos de foco profundo. De hecho, la ausencia de estos a lo largo de las dorsales oceánicas y las fallas transformantes apoya la teoría de la tectónica de placas.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

El estudio de la Tierra desde el espacio

RECUADRO 11.2

La mayoría de los terremotos se produce cerca de los bordes de placa, como se pone de manifiesto en California y Japón. Sin embargo, las áreas alejadas de los bordes de placa no están necesariamente inmunizadas. Un equipo de sismólogos calculó recientemente que la probabilidad de que se produjera un terremoto devastador al este de las Montañas Rocosas durante los siguientes 30 años es de aproximadamente dos terceras partes la probabilidad de que se produzca un terremoto comparable en California. Esta predicción se basa en parte en la distribución geográfica y en parte en la velocidad media de producción de terremotos en esas regiones.

Se han producido al menos seis terremotos importantes en el centro y el este de Estados Unidos desde tiempos coloniales. Tres de ellos, a los que se han calculado magnitudes de Richter de 7,5; 7,3 y 7,8, tenían su centro en el valle del río Mississippi, al sureste de Missouri. Producidos a lo largo de un periodo de tres meses, en diciembre de 1811, enero de 1812 y febrero de 1812, esos terremotos y numerosos temblores más pequeños destruyeron la ciudad de Nuevo Madrid, Missouri. También desencadenaron deslizamientos masivos, dañaron un área correspondiente a seis estados, alteraron el curso del río Mississippi y aumentaron el tamaño del lago Reelfoot, de Tennessee.

La distancia a la que se dejaron sentir esos terremotos es verdaderamente notable. Las chimeneas se derrumbaron en Cincinnati. Miles de kilómetros al noreste, los residentes de Boston comunicaron haber sentido el terremoto. Aunque la destrucción de los terremotos de Nuevo Madrid fue ligera en comparación con el terremoto de Loma Prieta, en 1989, el medio oeste estaba escasamente poblado en las primeras décadas del siglo XIX. Memphis, Tennessee, cerca del epicentro, todavía no se había edificado y St. Louis era una pequeña ciudad fronteriza. Hoy en día, la zona metropolitana de Menphis tiene una población de más de un millón de habitantes. Además, se encuentra construida sobre depósitos no consolidados de forma que sus edificios son particularmente susceptibles a los peligros de un terremoto. Un estudio federal concluyó que un terremoto de magnitud 7,6 en esta región podría causar 2.500 muertos, el colapso de 3.000 estructuras, 25.000 millones en pérdidas económicas y el desplazamiento de 250.000 personas.

El mayor terremoto histórico de los estados del este ocurrió en Charleston, Carolina del Sur, en 1886. Este acontecimiento, que duró un minuto, causó 60 muertos, numerosos heridos y grandes pérdidas económicas en un radio de 200 kilómetros de Charleston. Minutos después del terremoto, fuertes vibraciones sacudieron los pisos altos de los edificios de Chicago y St. Louis, haciendo que la gente saliera despavorida a la calle. Solo en Charleston, se destruyeron más de un centenar de edificios, y el 90 por ciento de las estructuras restantes resultó dañado (Figura 11.C).

Nueva Inglaterra y las áreas adyacentes han experimentado convulsiones considerables desde tiempos coloniales, entre ellas la ocurrida en Plymouth en 1683 y en Cambridge, Massachusetts, en 1755. Desde que se mantienen los registros, el estado de Nueva York ha experimentado más de 300 terremotos lo bastante grandes para que los seres humanos los sientan. Entre otros terremotos dañinos se encuentra el que tuvo lugar cerca de Aurora, Illinois (1909) y otro que hizo temblar a Valentine, Texas (1931)).

Estos terremotos orientales y centrales se producen con mucha menos frecuencia que en California. Sin embargo, los temblores al este de las Rocosas han producido generalmente daños estructurales a lo largo de un área mayor que los temblores de magnitud similar en California. La razón es que el lecho de roca subyacente en el centro y el este de Estados Unidos es más antiguo y más rígido. Como consecuencia, las ondas sísmicas viajan a mayores distancias con menos atenuación que en el oeste de Estados Unidos. Para terremotos similares, la región de máximo movimiento del terreno en el este puede ser hasta diez veces mayor que en el oeste. Por consiguiente, la mayor velocidad de los terremotos en el oeste se ve en parte equilibrada por un daño más generalizado en el este.

FIGURA 11.C. Daños en Charleston, al sur de Carolina, causados por el terremoto que tuvo lugar el 31 de agosto de 1886. El daño osciló entre la caída de chimeneas y la ruptura de paredes hasta el hundimiento total (Foto cortesía de U. S. Geological Survey).

CAPÍTULO 11 Los terremotos y los riesgos sísmicos

RESUMEN

- Los *terremotos* son vibraciones del terreno producidas por la liberación rápida de energía desde rocas que se rompen debido a que han sido sometidas a esfuerzos que superan sus límites de resistencia. Esta energía, que adopta la forma de *ondas sísmicas*, irradia en todas las direcciones desde el origen del terremoto, denominado *foco* o *hipocentro.* Los movimientos que producen la mayoría de los terremotos ocurren a lo largo de grandes fracturas denominadas *fallas,* que suelen estar asociadas con los bordes de placa.
- A lo largo de una falla, las rocas almacenan energía a medida que se deforman. Cuando el deslizamiento se produce en el punto más débil (el foco), el desplazamiento ejercerá un esfuerzo más lejos en la falla, que a su vez producirá más deslizamiento, así sucesivamente hasta que se libere la tensión acumulada. Se produce un terremoto cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original. El «salto hacia atrás» de la roca se denomina *rebote elástico.* El terremoto mayor va precedido a menudo de terremotos pequeños, denominados *sismos precursores.* Los ajustes del terreno posteriores a un terremoto grande generan a menudo terremotos más pequeños denominados *réplicas.*
- Durante un terremoto se generan dos tipos principales de ondas sísmicas: (1) las *ondas superficiales* que viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra, y (2) las *ondas de cuerpo* que recorren el interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en *ondas primarias,* o *P,* que empujan (comprimen) y tiran (expanden) las rocas en la dirección del desplazamiento del frente de onda, y las *ondas secundarias,* o *S,* que «mueven» las partículas de la roca en ángulo recto con respecto a su dirección de desplazamiento. Las ondas P pueden viajar a través de sólidos, líquidos y gases. Los fluidos (gases y líquidos) no transmiten las ondas S. En cualquier material sólido, las ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S.
- El punto de la superficie de la Tierra situado directamente encima del foco de un terremoto se denomina *epicentro.* La posición del epicentro se determina hallando la diferencia de velocidades entre las ondas P y las ondas S. Utilizando la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas P y las ondas S, puede determinarse la distancia que separa la estación de registro del terremoto. Cuando se conocen las distancias desde tres o más estaciones sísmicas, puede localizarse el epicentro utilizando un método denominado *triangulación.*
- Los sismólogos utilizan fundamentalmente dos medidas diferentes para describir las dimensiones de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La *intensidad* es una medida del grado de temblor del terreno en un punto determinado basada en la cantidad de daños. La *escala de intensidad modificada de Mercalli* utiliza los daños a los edificios de California para calcular la intensidad del temblor del terreno para un terremoto local. La *magnitud* se calcula a partir de los registros sísmicos y estima la cantidad de energía liberada en el origen de un terremoto. Utilizando la *escala de Richter* se determina la magnitud de un terremoto midiendo la *amplitud* (desplazamiento máximo) de la mayor onda sísmica registrada. Para expresar la magnitud se utiliza una escala logarítmica, en la cual a un incremento de 10 en el temblor del terreno corresponde un aumento de 1 en la escala de magnitud. La *magnitud del momento* se utiliza en la actualidad para calcular las dimensiones de los terremotos medianos a grandes. Se calcula utilizando el desplazamiento medio de la falla, el área de la superficie de falla y la fuerza de cizalla de la roca fallada.
- *Existe una estrecha correlación entre los epicentros de los terremotos y los bordes de placa.* La mayor cantidad de energía la liberan los terremotos que tienen lugar a lo largo del margen externo del océano Pacífico, conocido como *cinturón circum-Pacífico,* y por las regiones montañosas que bordean el Mar Mediterráneo y continúan más allá del complejo del Himalaya. Otra zona de actividad sísmica relativamente baja atraviesa los océanos de todo el mundo a lo largo del *sistema de dorsales oceánicas.*
- Los factores principales que determinan la cantidad de destrucción que acompaña a un terremoto son la magnitud del terremoto y su proximidad a una zona poblada. Los daños estructurales atribuibles a las vibraciones de los terremotos dependen de varios factores, entre ellos: (1) la amplitud de las ondas; (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el cual reposan las estructuras, y (4) el diseño de la estructura. Son efectos secundarios de los terremotos los *tsunamis,* los desplazamientos de tierra, la subsidencia del terreno y los incendios.
- En Japón, Estados Unidos, China y Rusia (países con elevado riesgo de terremotos) se realiza mucha investigación para predecir los terremotos. Todavía no se ha ideado un método fiable de predicción a corto

plazo. Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos. Los sismólogos estudian la historia de los terremotos para obtener patrones, de manera que pueda predecirse su aparición. Los pronósticos a largo plazo son importantes porque proporcionan información útil para desarrollar el Uniform Building Code y ayudan a planificar el uso del terreno.

- La distribución de los terremotos proporciona pruebas consistentes para la teoría de la tectónica de placas, sobre todo la estrecha relación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

epicentro, 346
escala de intensidad de Mercalli modificada, 356
escala de Richter, 357
falla, 346
falla de desplazamiento, 351
foco, 346
hipocentro, 346
inercia, 352
intensidad, 356
licuefacción, 362
magnitud, 356
magnitud del momento, 359
maremoto, 365
onda de cuerpo, 353
onda superficial, 353
onda (P) primaria, 353
onda (S) secundaria, 353
onda sísmica, 346
rebote elástico, 348
réplica, 348
reptación de falla, 350
sismo precursor, 348
sismógrafo, 352
sismograma, 352
sismología, 352
terremoto, 346
tsunami, 365
vacío sísmico, 370
zona Wadati-Benioff, 374

PREGUNTAS DE REPASO

1. Defina los *terremotos* en términos geológicos.
2. ¿Cómo están relacionados las fallas, los focos sísmicos y los epicentros? ¿Qué es un terremoto? ¿Bajo qué circunstancias *se producen* los terremotos?
3. ¿Quién fue el primero que explicó el mecanismo real por medio del cual se generan los terremotos?
4. Explique lo que se entiende por *rebote elástico.*
5. Las fallas que están «bloqueadas» pueden considerarse «seguras». Refute o defienda esta afirmación.
6. Enumere algunas razones por las que algunos terremotos son mucho más intensos que otros.
7. Describa el principio de funcionamiento de un sismógrafo.
8. Enumere las principales diferencias entre las ondas P y las S.
9. Explique por qué las ondas P se mueven a través de los sólidos, los líquidos y los gases, mientras que las ondas S se mueven solo a través de sólidos
10. ¿Qué tipo de ondas sísmicas produce el mayor daño en los terremotos de foco superficial?
11. Utilizando la Figura 11.14, determine la distancia entre un terremoto y una estación sísmica si la primera onda S llega 3 minutos después de la primera onda P.
12. Casi todos los grandes terremotos se producen en una zona del planeta conocida como la _____ .
13. Distinga entre la escala de Mercalli y la escala Richter.
14. Por cada incremento de 1 en la escala Richter, la amplitud de la onda aumenta _____ veces.
15. Un terremoto de valor 7 en la escala Richter libera alrededor de _____ veces más energía que un terremoto de magnitud 6.
16. Enumere por qué la escala de magnitud del momento ha ganado popularidad sobre la escala de Richter entre los sismólogos.
17. Enumere cuatro factores que afectan a la magnitud de la destrucción causada por las vibraciones sísmicas.
18. ¿Qué factor contribuyó más al extenso daño que se produjo en el centro de la ciudad de México durante el terremoto de 1985? (*véase* Recuadro 11.1)
19. Además de la destrucción originada directamente por las vibraciones sísmicas, enumere otros tres tipos de destrucción asociados con los terremotos.
20. Describa el proceso de la licuefacción.
21. ¿Qué es un tsunami? ¿Cómo se genera?
22. Cite algunas razones por las cuales un terremoto de magnitud moderada podría causar más daño que un terremoto con una magnitud alta.
23. ¿Que características prominentes de los fondos oceánicos se asocian a los terremotos de foco profundo?
24. ¿Son posibles las predicciones de terremotos a corto plazo utilizando los instrumentos sísmicos actuales?
25. ¿Cuál es el valor de las predicciones de terremotos a largo plazo?
26. Describa brevemente cómo los terremotos pueden utilizarse como pruebas de la teoría de la tectónica de placas.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 12

El interior de la Tierra*

* Este capítulo lo preparó originalmente el profesor Michael Wysession, Universidad de Washington.

Si pudiéramos mirar al interior de un planeta, rápidamente notaríamos sus capas definidas (Figura 12.1). Los materiales más pesados (metales) aparecen en el centro, los sólidos más ligeros (las rocas) ocupan la zona intermedia y los líquidos y gases menos densos se encuentran en la parte superior. Para el planeta Tierra, conocemos estas capas como el núcleo de hierro, el manto y la corteza rocosos, el océano líquido y la atmósfera gaseosa. Más del 95 por ciento de las variaciones de composición y temperatura dentro de la Tierra se deben a esta estructura en capas, aparentemente simple. Sin embargo, el interior de la Tierra es mucho más complejo, sosteniendo lo que, de lo contrario, sería un rescoldo sin vida flotando en el espacio.

Además de las capas de la Tierra, pequeñas variaciones horizontales en composición y temperatura a varias profundidades verifican que el interior de nuestro planeta es un lugar dinámico. Gracias a la tectónica de placas, las rocas del manto y de la corteza están en constante movimiento. Además, el material se está reciclando continuamente entre la superficie y el interior profundo. También es del interior profundo de la Tierra del que se rellenan el agua y el aire de nuestros océanos y atmósfera, permitiendo que la vida salga a la superficie.

El descubrimiento y la identificación de los patrones de los movimientos profundos de la Tierra requieren una variedad de técnicas de investigación científica. La luz no viaja a través de las rocas, de modo que debemos encontrar otras formas de «ver» en el interior de nuestro planeta. Las ondas sísmicas producidas por los terremotos son un modo de investigar el interior de la Tierra. Otras técnicas abarcan experimentos físicos con minerales que recrean las condiciones de temperatura y presión extremas reinantes en el interior profundo de los planetas, y las medidas de la gravedad que establecen variaciones en la distribución de las masas. El examen del campo magnético de la Tierra proporciona pistas de los patrones de flujo del hierro líquido del núcleo. Considerados en conjunto, estos métodos nos dan una imagen de la Tierra como un cuerpo complejo, variado, en agitación que continúa evolucionando y cambiando con el tiempo.

LA GRAVEDAD Y LOS PLANETAS CON ESTRUCTURAS EN CAPAS

Si una botella llena de arcilla, limaduras de hierro, agua y aire se agitara, parecería tener una única composición mezclada. Si entonces se dejara sedimentar, los diferentes materiales se separarían y depositarían en capas. Las limaduras de hierro, que son las más densas, serían las primeras en hundirse hasta el fondo. Por encima del hierro, habría una capa de arcilla, luego el agua y luego el aire. Esto es similar a lo que ocurre en el interior de los planetas. En su nacimiento, los planetas acumulan enormes cantidades de detritos de la nebulosa, que se funden y segregan rápidamente en capas. El hierro se hunde para formar el núcleo, las sustancias rocosas forman el manto y la corteza, y los gases se elevan para crear una atmósfera. Todos los grandes cuerpos del Sistema Solar tienen núcleos de hierro y mantos rocosos, entre ellos los cuerpos predominantemente gaseosos, Júpiter, Saturno y el Sol. Para ambos casos, la botella de agua y los planetas, la fuerza de la gravedad es la responsable de la separación en capas.

Otro efecto de la gravedad es que los cambios en densidad se producen no solo entre las capas, sino también dentro de las capas, porque los materiales se comprimen cuando son apretados. Las rocas del manto superior tienen una densidad de unos 3,3 g/cm^3 (gramos por centímetro cúbico). Sin embargo, la densidad de esas mismas rocas, cuando llegan a la base del manto aumenta hasta 5,6 g/cm^3, casi el doble de su valor original.

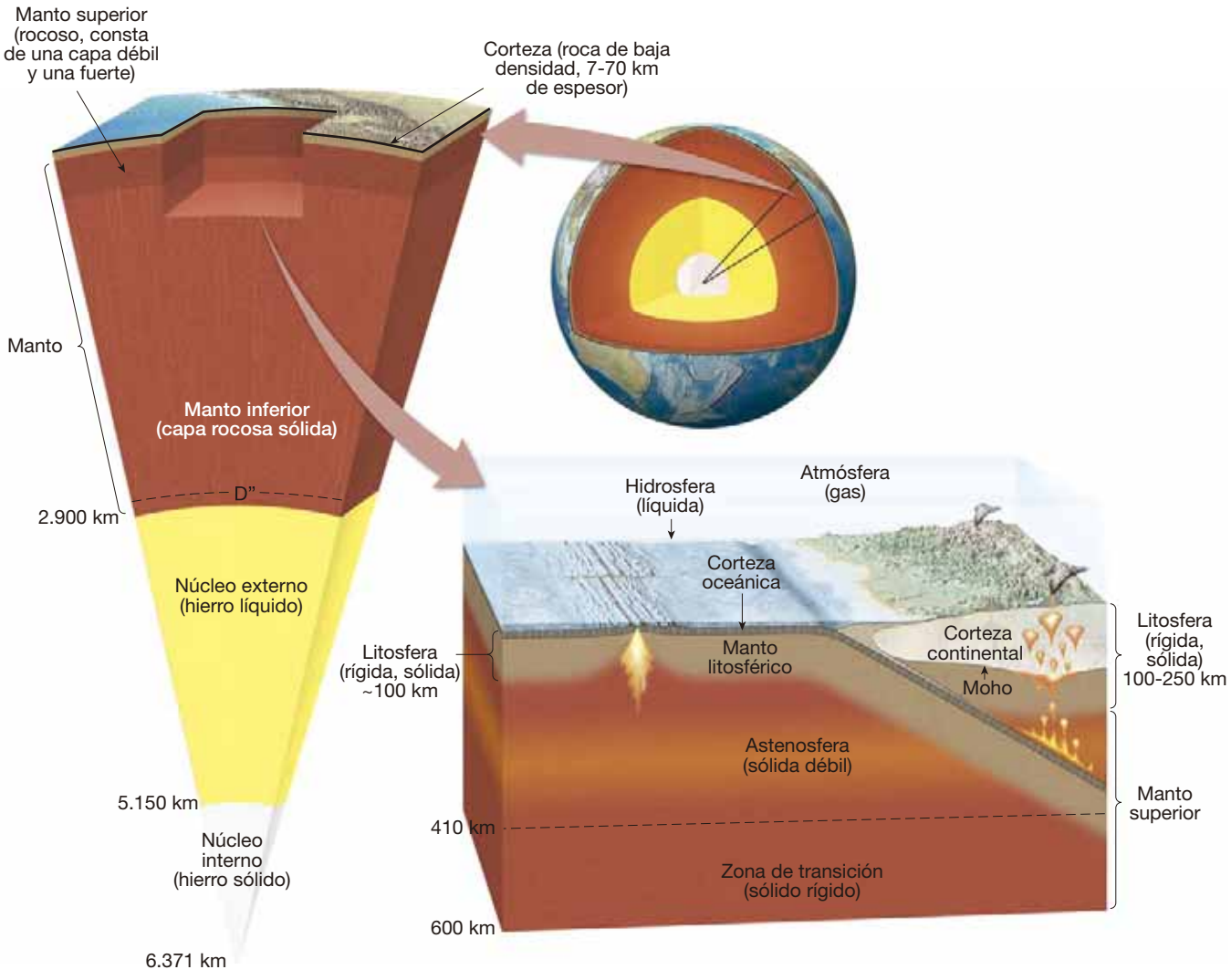


FIGURA 12.1. Vista de la estructura en capas de la Tierra. El estudio de las ondas sísmicas y otras técnicas geofísicas han demostrado que la Tierra es un planeta dinámico con muchas partes interactuantes. Las propiedades de las capas de la Tierra son el estado físico del material (sólido, líquido o gas) y su rigidez (por ejemplo, la distinción entre la litosfera y la astenosfera). Estos estudios han demostrado que las capas de la Tierra están determinadas principalmente por la densidad: los materiales más pesados (hierro) están en el centro y los más ligeros, en el exterior (gases y líquidos).

Este aumento de la densidad se produce en parte porque los átomos se encojen y ocupan menos espacio cuando son sometidos a una presión inmensa. Además, los átomos se comprimen a varios ritmos, y es más fácil comprimir iones negativos que iones positivos. Los iones negativos tienen más electrones que protones, y tienden a ser «más mullidos» que los iones positivos. Por ejemplo, cuando las rocas se compactan los iones negativos (como el O^{-2}) se comprimen con más facilidad que los iones positivos (como el Si^{4+} y el Mg^{2+}), de forma que cambian las proporciones de los tamaños iónicos. A medida que varían estas proporciones, la estructura puede acabar volviéndose inestable y los átomos se reorganizan en una estructura más estable y más densa. Esto se denomina *cambio de fase mineral*.

A profundidades comprendidas entre 300 y 400 km, la intensa presión de las rocas suprayacentes hace que el mineral *olivino* se vuelva inestable. Como consecuencia, los átomos del olivino se reorganizan en una estructura cristalina más densa y estable tipo *espinela*. El aumento de la densidad de las rocas del manto se debe tanto a la compresión de los minerales existentes como a la formación de nuevos minerales de «alta presión».

SONDEO DEL INTERIOR DE LA TIERRA: «VER» LAS ONDAS SÍSMICAS

La forma ideal de conocer el interior de la Tierra sería perforarla o taladrar un agujero y examinarla. Por desgracia, esto solo es posible a profundidades someras. Lo más profundo que se ha llegado a penetrar en una perforación es solo de 12,3 km, alrededor de 1/500 parte del trayecto hasta el centro de la Tierra. Incluso esto constituyó un logro extraordinario debido a los rápidos aumentos de temperatura y de presión con la profundidad.

Afortunadamente para los sismólogos, muchos terremotos son lo suficientemente grandes como para que sus ondas sísmicas viajen a través de toda la Tierra y puedan detectarse al otro lado (Figura 12.2). Esta propiedad de las ondas sísmicas es similar a la que permite a los rayos X en medicina proporcionar imágenes de nuestros huesos y órganos. Hay alrededor de 100 a 200 terremotos al año, que son lo suficientemente grandes (alrededor de Mw $>$ 6) como para ser registrados por los sismógrafos en todo el orbe. Estos grandes movimientos proporcionan el medio para «ver» en el interior de nuestro planeta y han sido la fuente de la mayor parte de los datos que nos permiten entender mejor el interior de nuestro planeta.

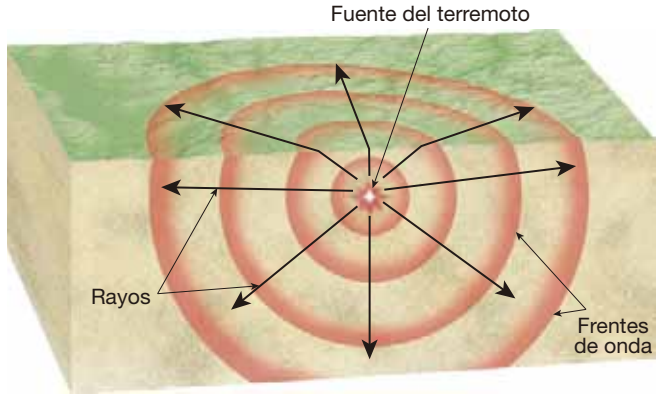


FIGURA 12.2. Cuando viajan a través de un medio con propiedades uniformes, las ondas sísmicas se propagan desde el origen del terremoto (foco) con una forma esférica, *frentes de onda*. Es una práctica común, sin embargo, considerar las trayectorias seguidas por esas ondas como *rayos sísmicos*, líneas trazadas en perpendicular al frente de onda como se muestra en este diagrama.

La interpretación de las ondas registradas en los sismógrafos es difícil, porque las ondas sísmicas normalmente no siguen trayectorias rectas. En cambio, experimentan reflexión, refracción y difracción a medida que atraviesan la Tierra (Figura 12.3). Son reflejadas desde los límites entre capas y refractadas cuando pasan de una capa a otra, de forma similar a como la luz es refractada (doblada) cuando pasa del aire al agua. Además, experimentan difracción alrededor de los obstáculos que encuentran (*véase* Figura 12.2).

Como se ilustra en la Figura 12.4, los cambios en la composición o la estructura de las rocas hacen que las ondas se reflejen en los límites entre capas. Esta característica de las ondas es especialmente importante en la exploración en busca de petróleo y gas natural, donde

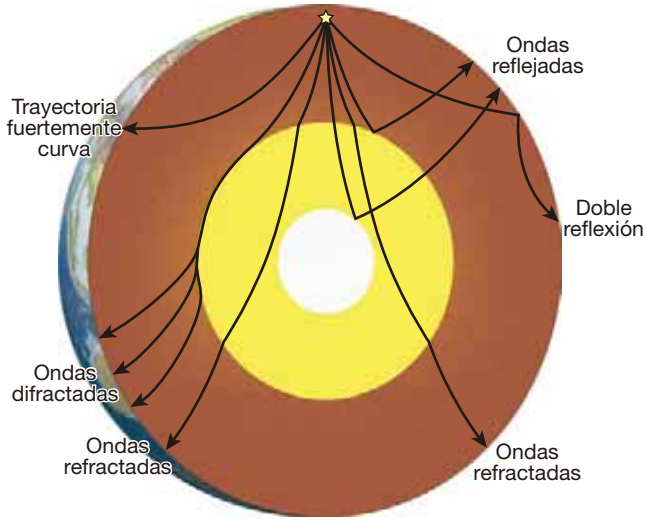


FIGURA 12.3. Unas pocas de las muchas trayectorias posibles que los rayos sísmicos siguen a través de la Tierra.

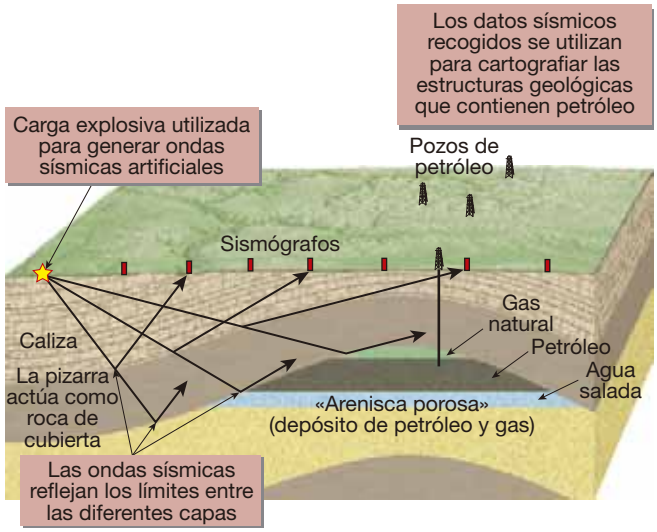


FIGURA 12.4. Las ondas sísmicas reflejadas se utilizan para buscar petróleo y gas natural subterráneos. Las ondas sísmicas procedentes de explosiones reflejan los límites entre capas de diferente composición. Utilizando programas de ordenador, los datos muestran la geometría de los estratos, entre ellos los pliegues y las fallas. Utilizando esta información, los geólogos cartografían los potenciales depósitos de petróleo de la corteza terrestre.

se utilizan ondas sísmicas generadas de manera artificial para sondear la corteza. El petróleo tiende a quedar atrapado en ciertas clases de estructuras geológicas, estas estructuras se identifican cartografiando la estructura en capas de la corteza superior. La gasolina sería considerablemente más cara si no se dispusiera de la formación de imágenes sísmicas porque habría que perforar aleatoriamente un número enorme de pozos para encontrar petróleo. De igual modo, las ondas sísmicas son útiles para localizar los límites entre la corteza, el manto, la parte externa del núcleo, la parte interna del núcleo y otras capas que se han descubierto dentro del manto.

La velocidad a la cual las ondas sísmicas viajan a través de las capas de la Tierra depende en gran medida de las propiedades de los materiales encontrados. En general, las ondas sísmicas viajan más rápido cuando la roca es rígida o *menos compresible*. Estas propiedades de rigidez y compresibilidad se utilizan para interpretar la composición y la temperatura de la roca. Por ejemplo, cuando la roca se calienta se vuelve menos rígida (imaginemos el calentamiento de una barra de chocolate) y las ondas viajan a través de ella más despacio. De igual modo, las ondas viajan a diferentes velocidades a través de rocas que tienen diferentes composiciones. Por tanto, la velocidad a la que las ondas sísmicas viajan a través de una capa puede contribuir a determinar a la vez el tipo de roca y su temperatura.

Uno de los comportamientos más destacables de las ondas sísmicas es que se desplazan siguiendo trayectorias muy curvadas, porque sus velocidades generalmente aumentan con la profundidad (Figura 12.5). Dentro de una capa concreta, la velocidad de las ondas sísmicas aumenta con la profundidad porque la presión aumenta y exprime la roca en un material rígido más compacto.

En el interior del manto de la Tierra, donde hay a la vez límites muy bruscos y cambios de velocidad sísmica gradual, el patrón de las ondas sísmicas es complejo. En la Figura 12.6, se muestra a qué se parecen las ondas S cuando atraviesan el manto desde un terremoto profundo. Obsérvese cómo la onda única procedente del golpe se rompe en muchas ondas diferentes que aparecen en los sismógrafos como señales separadas.

LAS CAPAS DE LA TIERRA

EARTH S INTERIOR
▸ Earth's Layered Structure

La combinación de los datos obtenidos en los estudios sismológicos y los experimentos físicos con minerales nos ha proporcionado una comprensión capa por capa de la composición de la Tierra (Recuadro 12.1). En la

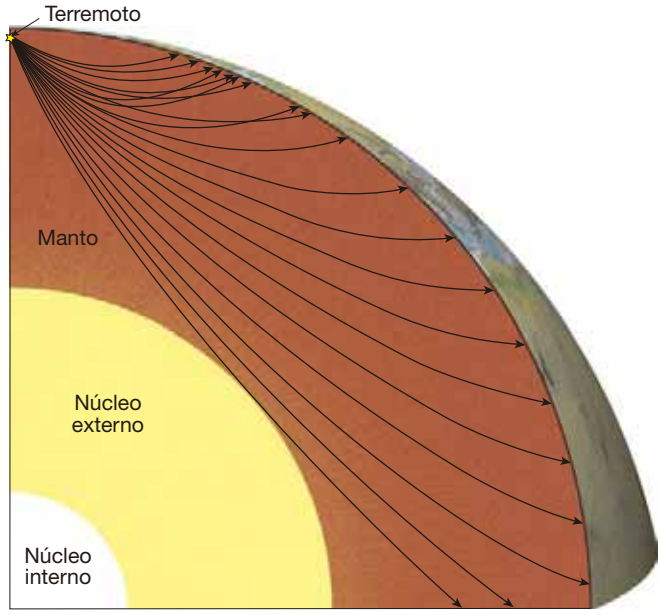


FIGURA 12.5. Corte a través del manto terrestre que muestra algunas de las trayectorias radiculares que pueden seguir las ondas sísmicas desde un terremoto. Los rayos siguen trayectorias curvas (refractantes) más que rectas, porque la velocidad sísmica de las rocas aumenta con la profundidad en el manto, como consecuencia del aumento de la presión con la profundidad. Nótense las trayectorias radiculares complicadas en el manto superior, cortándose incluso unas con otras. Esto se debe a los aumentos súbitos de la velocidad sísmica que se producen como consecuencia de los cambios de fase de los minerales a presiones crecientes.

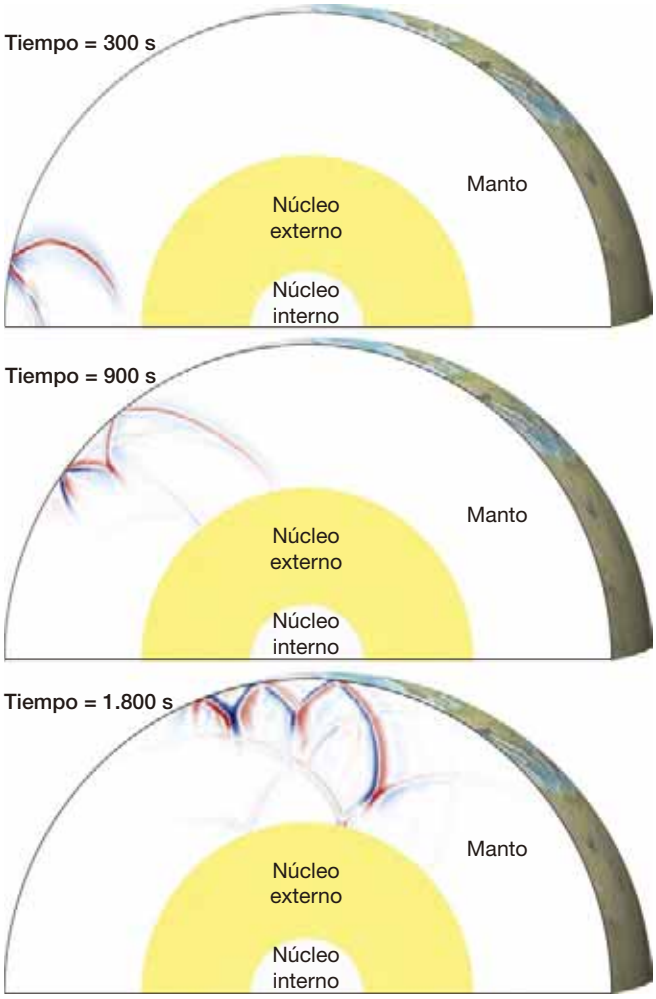


FIGURA 12.6. Tres instantáneas en el tiempo que muestran las ubicaciones de las ondas S en el interior del manto terrestre después de un terremoto. Además de la refracción y la difracción, las ondas S se reflejan desde los límites, como el límite núcleo-manto. Nótese que las ondas S no penetran en el núcleo externo, porque no son capaces de viajar a través de líquidos.

Figura 12.7 se muestran las velocidades sísmicas como una función de la profundidad. Mediante el examen del comportamiento de una variedad de rocas a las presiones correspondientes a estas profundidades, los geólogos han hecho importantes descubrimientos sobre la composición de la corteza, el manto y el núcleo de la Tierra.

La corteza de la Tierra

La **corteza** de la Tierra consiste en dos tipos distintos, la corteza continental y la corteza oceánica. La corteza continental y la corteza oceánica tienen composiciones, historias y edades muy diferentes. De hecho, la corteza oceánica es, desde el punto de vista de su composición, más similar al manto que a la corteza continental.

Corteza oceánica

La corteza oceánica tiene un espesor promedio de 7 km y se forma en las dorsales centro-oceánicas, que separan dos placas tectónicas divergentes. La corteza oceánica tiene velocidades de onda P de alrededor de 5-7 km/s (kilómetros por segundo) y una densidad de

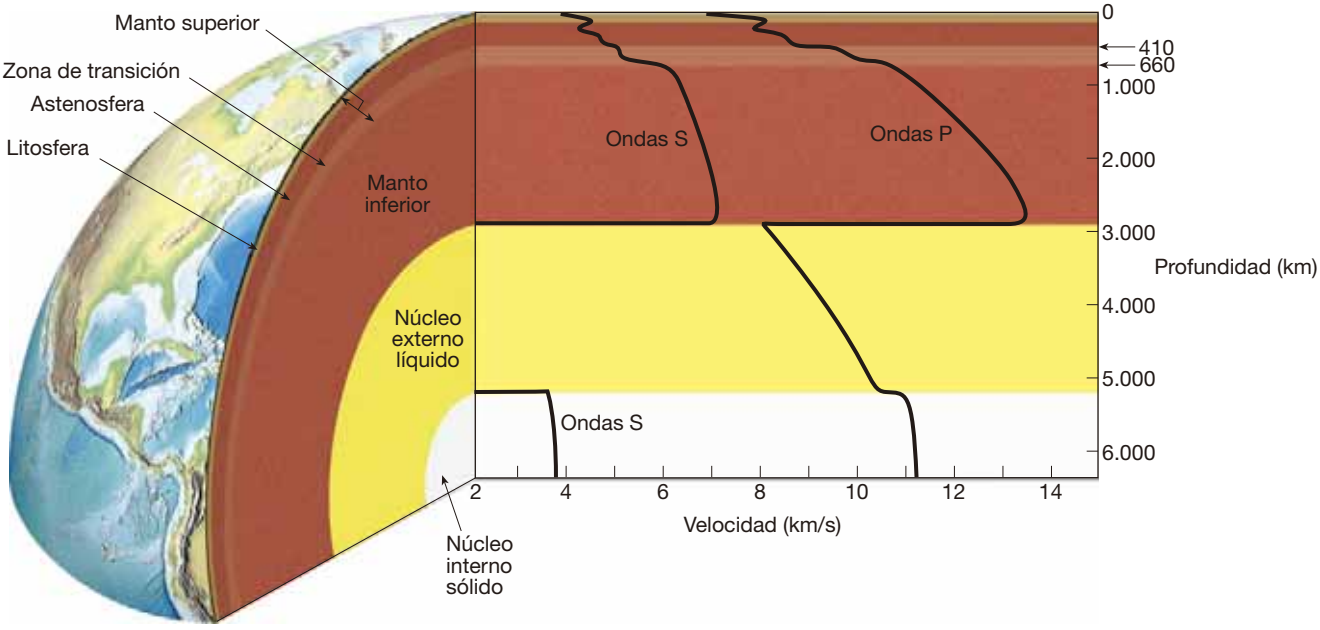


FIGURA 12.7. Sección transversal de la Tierra que muestra sus diferentes capas y las velocidades promedio de las ondas P y S a cada profundidad. Las ondas S son una indicación de la rigidez del material: el núcleo interno es menos rígido que el manto y el núcleo externo, líquido, no tiene rigidez.

ENTENDER LA TIERRA

Recrear la profundidad terrestre

RECUADRO 12.1

La sismología sola no permite determinar la naturaleza de los materiales que hay en el interior profundo de nuestro planeta. Debe obtenerse información añadida utilizando otras técnicas. En los experimentos físicos con minerales pueden medirse las propiedades físicas de las rocas y los minerales, como la rigidez, la compresibilidad y la densidad mientras se simulan las condiciones extremas del manto y del núcleo.

La mayoría de los experimentos físicos minerales se llevaron a cabo utilizando presas con puntas de acero carbonizado duro, que simulan las enormes presiones soportadas en profundidad, para exprimir muestras minerales. Las mayores presiones se obtienen utilizando yunques de diamante como el que se muestra en la Figura 12.A, que aprovechan dos propiedades importantes de los diamantes, su dureza y su transparencia. Se cortan los extremos de dos diamantes, y se coloca entre ellos una pequeña muestra del mineral o la roca. Se han simulado presiones tan elevadas como las presentes en el interior de Júpiter apretando dos diamantes uno contra otro. Se alcanzan altas temperaturas haciendo pasar un rayo láser a través del diamante y en el interior de la muestra mineral.

Un experimento determina la temperatura a la cual los minerales empiezan a fundir bajo diversas presiones. En otro se examinan las temperaturas y las presiones a las cuales una fase mineral se volverá inestable y se convertirá en una nueva fase de «alta presión». Estos experimentos son útiles porque contribuyen a identificar dónde existen cambios verticales y horizontales de composición y temperatura en el interior de la Tierra.

FIGURA 12.A. Los experimentos de alta presión en el interior del yunque de diamante (foto de la izquierda) simulan las condiciones reinantes en el centro de un planeta. El aparato es pequeño y puede colocarse encima de una mesa. Se generan altas presiones cortando las puntas de diamantes de alta calidad (foto de la derecha), colocando una pequeña muestra de roca entre ellas, apretando los diamantes y calentando la muestra con láser (Foto de la izquierda, cortesía de Lawrence Livermore National Laboratory; foto de la derecha, de Douglass L. Peck Photography).

unos 3,0 g/cm^3, comparable a los valores experimentales para las rocas basalto y gabro. La composición y la formación de la corteza oceánica se comentan con más detalle en el Capítulo 13.

Corteza continental

Si bien la corteza oceánica es bastante uniforme, no hay dos regiones continentales que tengan la misma estructura ni composición. La corteza continental tiene un espesor promedio de unos 40 km, pero puede alcanzar más de 70 km en las regiones montañosas, como el Himalaya y los Andes. La corteza más fina en Norteamérica se encuentra debajo de la región Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos, donde tiene un grosor de tan solo 20 km. La corteza norteamericana más gruesa, debajo de las Montañas Rocosas, tiene más de 50 km de espesor.

Las velocidades sísmicas dentro de los continentes son bastante variables, lo que sugiere que la composición de la corteza continental también debe variar mucho. Los continentes tienen una densidad promedio de alrededor de 2,7 g/cm^3, que es mucho menor que la corteza oceánica y la roca del manto. Esta baja densidad explica por qué los continentes tienen flotabilidad, es decir, actúan como barcas gigantes, flotando sobre las placas tectónicas, y por qué no pueden ser subducidas hacia el interior del manto.

El descubrimiento de los límites: Moho

El límite entre la corteza y el manto, denominado **Moho**, fue una de las primeras características del interior de la Tierra que se descubrió utilizando ondas sísmicas. En 1909, el sismólogo croata Andrija Mohoroviĉiĉ descubrió este límite, que ahora lleva su nombre. En la base de los continentes, las ondas P viajan a una velocidad de unos 6 km/s, pero aumentan abruptamente a 8 km/s a una profundidad ligeramente mayor.

Mohorovicic utilizó inteligentemente este gran salto en la velocidad sísmica para hacer su descubrimiento. Observó que se registraban dos conjuntos diferentes

de ondas sísmicas en los sismógrafos localizados dentro de unos pocos centenares de kilómetros de un terremoto. Uno de los conjuntos de ondas se movían a través del suelo a unos 5 km/s, y los otros viajaban a alrededor de 8 km/s. A partir de estas dos ondas, Mohorovicic determinó, correctamente, que ondas diferentes viajaban a través de dos capas diferentes.

Durante un terremoto superficial, las *ondas directas* viajan siguiendo una trayectoria directa a través de la corteza, como se muestra en la Figura 12.8. Otras ondas sísmicas siguen una trayectoria a través de la corteza y a lo largo de la parte superior del manto. Estas ondas se denominan ondas refractadas, porque se doblan, o experimentan refracción, cuando entran en el manto. Los sismógrafos que están cerca del epicentro registran primero las ondas directas. Sin embargo, los sismógrafos más alejados del epicentro registran primero las ondas refractadas. El punto al cual ambas ondas llegan al mismo tiempo, denominado *cruce*, puede utilizarse para determinar la profundidad de Moho. Por tanto, utilizando los datos de estos dos conjuntos de ondas y de los sismógrafos a varias distancias del epicentro, puede calcularse el espesor de la corteza en cualquier ubicación.

La diferencia de tiempos de desplazamiento entre las ondas directas y las refractadas es comparable

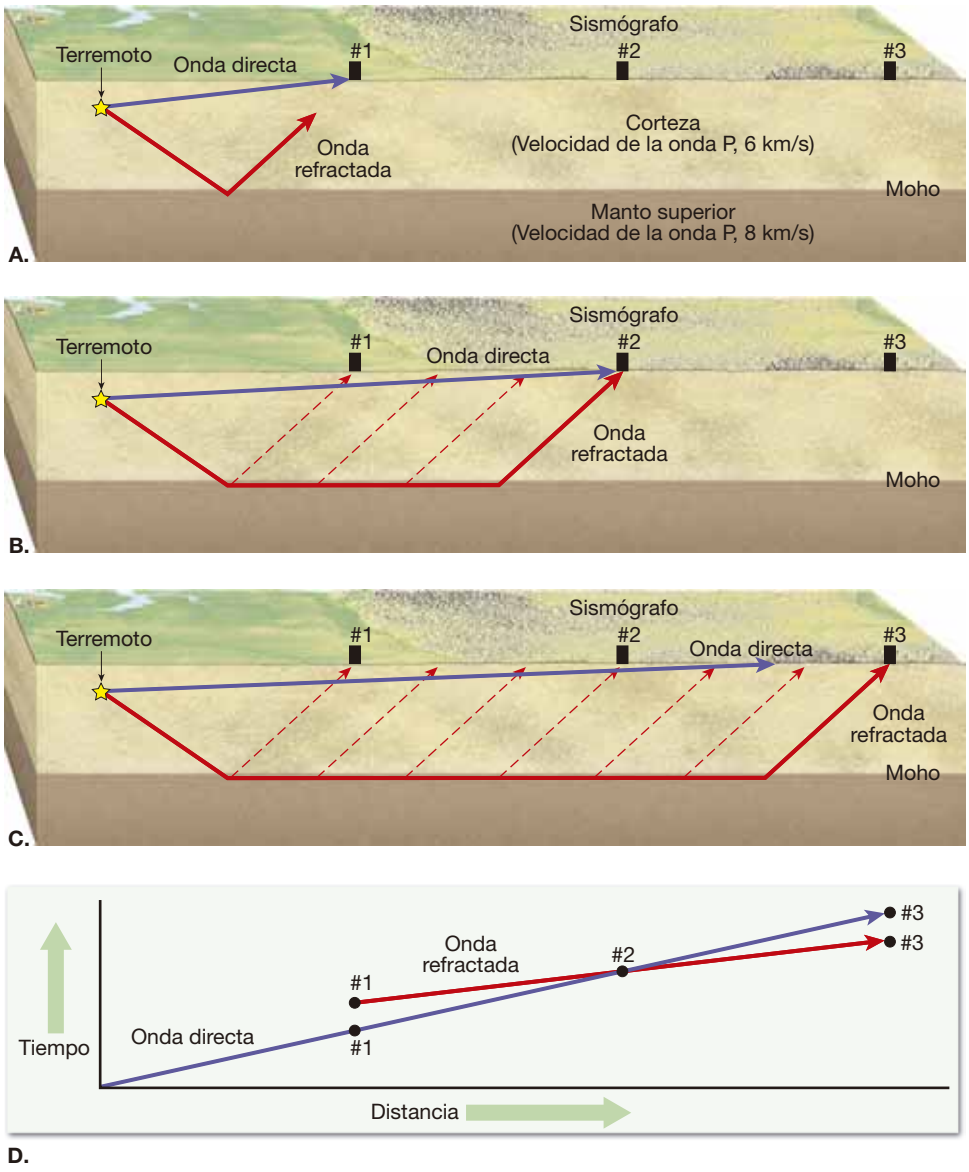


FIGURA 12.8. Ondas sísmicas de un terremoto que llegan a tres sismógrafos diferentes. A corta distancia, como en el sismógrafo n. 1, la onda directa llega primero. Para distancias mayores, como en el sismógrafo n. 3, llega primero la onda refractada. En el punto de cruce, que en este diagrama se encuentra en el sismógrafo 2, las dos ondas llegan al mismo tiempo. La distancia al punto de cruce aumenta con la profundidad de la Moho y, por consiguiente, puede utilizarse para determinar el espesor de la corteza.

a conducir hacia un destino por las carreteras comarcales o por las autopistas. Para las distancias cortas, normalmente se llegará antes si se utiliza la vía más directa, utilizando las carreteras comarcales. Para distancias largas, el viaje puede durar menos si se toma una vía menos directa que suele estar cubierta fundamentalmente por autopistas. El punto de cruce, donde ambas vías tardan el mismo tiempo, está directamente relacionado con la velocidad a la que se debe conducir antes de alcanzar la autopista. Aplicando esto a la determinación de la profundidad de Moho, el cruce está relacionado con la velocidad a la que viajan las ondas sísmicas a través de la corteza (capa lenta) antes de alcanzar el manto (capa rápida): cuanto mayor es la distancia de cruce, a mayor profundidad estará la discontinuidad de Moho.

Manto de la Tierra

Más del 82 por ciento del volumen terrestre está contenido dentro del **manto**, una capa gruesa de casi 2.900 km de espesor que se extiende desde la base de la corteza (Moho) hasta el núcleo externo líquido (*véase* Figura 12.1). Dado que las ondas S viajan fácilmente a través del manto, sabemos que es una capa rocosa sólida compuesta de silicatos, que son ricos en hierro y magnesio. Sin embargo, pese a su naturaleza sólida, la roca del manto está bastante caliente y es capaz de fluir, aunque a velocidades muy lentas.

El manto superior

El **manto superior** se extiende desde Moho hasta una profundidad de unos 660 km y puede dividirse en tres capas. La capa más superior del manto y la corteza definen la **litosfera** rígida. Debajo del **manto litosférico** se encuentra una capa débil denominada **astenosfera**. Las diferencias entre estas dos capas son consecuencia de la estructura de temperaturas de la Tierra, y se comentarán más adelante en este mismo capítulo. La porción inferior del manto superior se denomina *zona de transición*.

Las rocas llevadas a la superficie por el vulcanismo y otros procesos geológicos han proporcionado a los geólogos información valiosa sobre el manto superior (Figura 12.9). Las velocidades sísmicas observadas para el manto son compatibles con la roca peridotita. La *peridotita*, una roca ultramáfica compuesta fundamentalmente por los minerales *olivino* y *piroxeno*, es más rica en hierro y magnesio que las rocas encontradas en la corteza continental o la corteza oceánica.

Zona de transición

La **zona de transición** se encuentra dentro el manto superior, a profundidades comprendidas entre los 410 km y los 660 km. La parte superior de la zona de transición

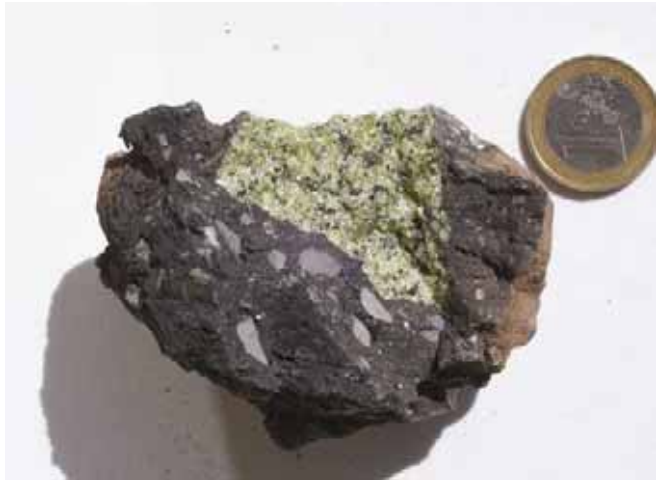


FIGURA 12.9. Esta muestra de peridotita (mineral verde) ascendió desde el manto y proporciona pistas sobre la composición del interior de la Tierra. El fragmento del manto (xenolito) estaba contenido dentro de una bomba volcánica de Vulken-Eifel, Alemania. La moneda de un euro sirve para escala (Foto de Woudloper).

se identifica mediante un aumento súbito de la densidad, de unos 3,5 a 3,7 g/cm^3. Como ocurre con el Moho, este límite refleja las ondas sísmicas. A diferencia de aquélla, sin embargo, este límite se debe a un cambio en la fase mineral más que a un cambio en la composición química. Cuando el mineral olivino, que es estable en el manto más superior, se somete a mayor presión en la zona de transición se hunde en estructuras más densas. En la mitad superior de la zona de transición, el olivino se convierte en una fase denominada β-espinela, y en la mitad inferior, la β-espinela se convierte en una estructura de espinela más compacta denominada ringwoodita.

El agua circula lentamente por el planeta, entra en el manto con la litosfera oceánica en subducción y asciende con las plumas de la roca del manto. Los experimentos físicos con minerales han revelado que la zona de transición puede retener una gran cantidad de agua, hasta un 2 por ciento por peso. Esta cantidad es considerablemente mayor que la observada en las rocas del manto superior, que solo pueden retener alrededor del 0,1 por ciento de su peso en agua. Dado que la zona de transición representa el 10 por ciento del volumen terrestre, en potencia podría retener hasta cinco veces el volumen de los océanos de la Tierra. No se ha determinado la cantidad de agua contenida actualmente dentro de la zona de transición.

El manto inferior

El **manto inferior** se encuentra entre la zona de transición (660 km) y el núcleo líquido (2.900 km). Por debajo de la discontinuidad del kilómetro 660, el olivino y el piroxeno adoptan la forma del mineral *perovskita* (Fe,

Mg)SiO_3. Dado que el manto inferior es sin duda alguna la capa más grande de la Tierra, ocupando el 56 por ciento del volumen del planeta, la perovskita es el mineral más abundante en el interior de la Tierra.

La capa D''

En los últimos pocos cientos de kilómetros del manto, se encuentra una capa muy variable inusual, denominada la **capa D''** (capa «de doble prima») que constituye un límite entre el manto rocoso y el núcleo externo de hierro líquido (Figura 12.10). La capa D'' es similar en muchos aspectos a la litosfera, que es la capa comprendida entre el manto y el océano o la atmósfera. Tanto la litosfera como la capa D'' tienen grandes variaciones de composición y temperatura. La diferencia de temperatura entre las rocas de las dorsales centrooceánicas calientes y las del fondo oceánico abisal frío es superior a 1.000 °C. Los cambios horizontales de temperatura dentro de la capa D'' son similares. La composición de la litosfera varía enormemente al estar incrustada en ella la corteza continental o la oceánica. A su vez, se considera que la capa D'' es el cementerio de algo de la litosfera oceánica subducida y el lugar de nacimiento de algunas plumas del manto. Por consiguiente, dentro de la capa D'' parecen estar contenidas grandes escamas de diferentes tipos de roca.

La verdadera base de D'', la parte del manto directamente en contacto con el núcleo de hierro líquido caliente, es como la superficie de la Tierra en el sentido de que hay «montañas al revés» de roca que entran en el núcleo. Además, en algunas regiones del límite núcleo-manto, la base de D'' puede ser lo suficientemente caliente como para estar fundida en parte. Las evidencias de esta fusión parcial proceden de zonas de la misma base del manto donde las velocidades de la onda S disminuyen en un 30 por ciento.

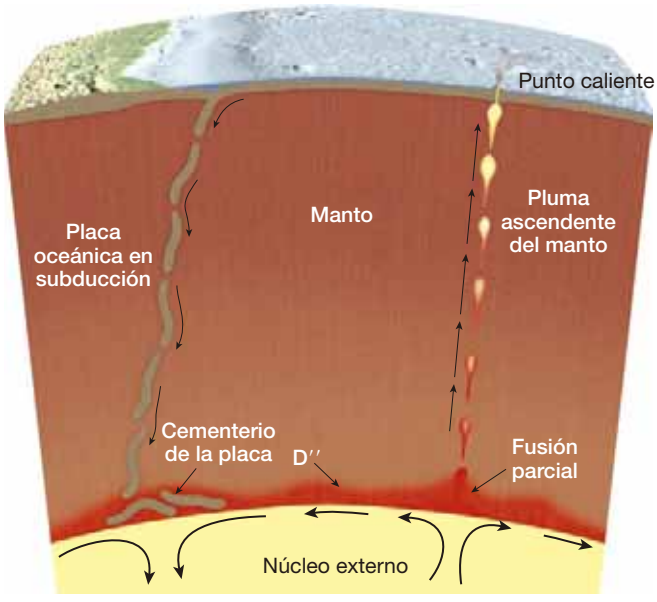


FIGURA 12.10. Esquema de la capa D'', variable e inusual, en la base del manto. Como la litosfera en la parte superior del manto, la capa D'' contiene grandes variaciones horizontales de temperatura y composición. Muchos científicos creen que esta capa es el cementerio de algo de la litosfera oceánica subducida y el lugar de nacimiento de algunas plumas del manto.

El descubrimiento de los límites: el límite núcleo-manto

La evidencia de que la Tierra tiene un núcleo central nítido la descubrió en 1907 el geólogo británico Richard Dixon Oldham. (En 1914, Beno Gutenberg calculó una distancia de 2.900 km al límite del núcleo, lo que sigue siendo un valor aceptable.) A distancias alejadas aproximadamente 100° del epicentro de un gran terremoto, Oldham observó que las ondas P y S estaban ausentes o eran muy débiles. En otras palabras, Oldham encontró pruebas para la existencia de un núcleo central que produciría una «*zona de sombra*» para las ondas sísmicas (Figura 12.11).

Como predijo Oldham, el núcleo de la Tierra exhibe propiedades elásticas notablemente diferentes de las del manto superior, lo que provoca una considerable refracción de las ondas P, similar a como se refracta la luz cuando pasa del aire al agua. Además, dado que la parte externa del núcleo es hierro líquido, bloquea la transmisión de las ondas S (recordemos que las ondas S no viajan a través de líquidos).

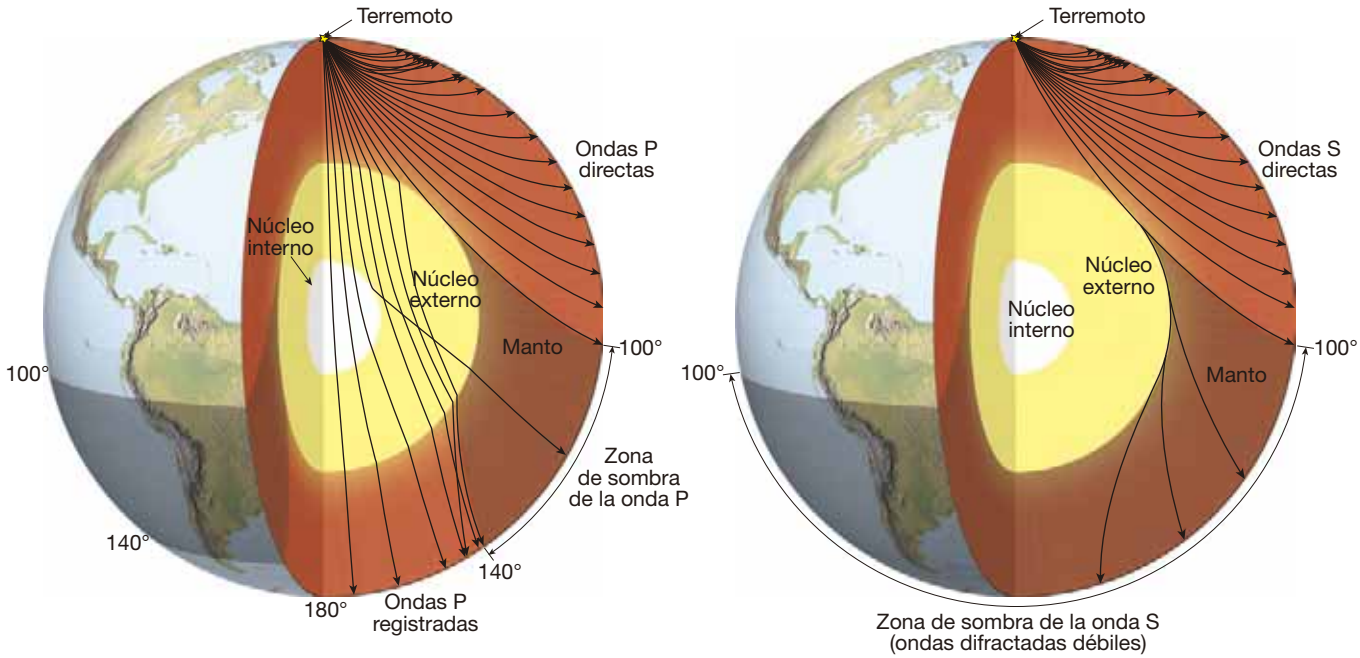
En la Figura 12.11 se muestran los lugares de las zonas de sombra para las ondas P y S, así como sus trayectorias. Si bien algunas ondas P y S llegan todavía a la zona de sombra, difieren en gran medida de las que cabría esperar dentro de un planeta sin núcleo.

El núcleo de la Tierra

El núcleo externo

El límite entre el manto de la Tierra y el núcleo externo, denominado *límite núcleo -manto*, es importante debido a sus variadas propiedades materiales. Las velocidades de las ondas P disminuyen de 13,7 a 8,1 km/seg en el límite núcleo-manto, y las ondas S disminuyen dramáticamente de 7,3 km/seg a cero. Dado que las ondas S no atraviesan los líquidos, su ausencia en el **núcleo externo** indica su estado líquido. El cambio de densidad, de 5,6 a 9,9 g/cm^3, es incluso mayor que la diferencia roca-aire observada en la superficie terrestre.

Según lo que conocemos de la composición de los meteoritos y del Sol, los geólogos esperan que la Tierra contenga un porcentaje de hierro significativamente superior al observado en las rocas encontradas en la



A. Zona de sombra de la onda P **B. Zona de sombra de la onda S**

FIGURA 12.11. Dos vistas del interior de la Tierra que muestran los efectos de los núcleos externo e interno en las trayectorias de las ondas P y S. **A.** Cuando las ondas P interaccionan con el hierro en estado líquido, donde la velocidad es lenta, del núcleo externo, las trayectorias son refractadas hacia abajo. Esto crea una zona de sombra donde no se registra ninguna onda P directa (aunque las ondas P difractadas viajen aquí). Las ondas P que viajan a través del núcleo se denominan ondas PKP. La «K» representa la trayectoria a través del núcleo y procede de la palabra alemana para núcleo, que es *ern*. El aumento de la velocidad sísmica en la parte superior del núcleo interno puede refractar bruscamente las ondas y algunas llegan al interior de la zona de sombra, que se muestra aquí como un único rayo. **B**. El núcleo es un obstáculo para las ondas S, porque no pueden atravesar los líquidos. Por consiguiente, existe una gran zona de sombra para las ondas S. Sin embargo, algunas ondas S se difractan alrededor del núcleo y se registran al otro lado del planeta.

corteza y el manto. Este hecho, junto a la gran densidad del núcleo, indica que el núcleo externo está constituido fundamentalmente por hierro y cantidades menores de níquel, que tiene una densidad similar al hierro. Los estudios de densidad y sísmicos sugieren que alrededor del 15 por ciento del núcleo externo está constituido por elementos más ligeros. Según los experimentos físicos con minerales, es probable que incluyan azufre, oxígeno, silicio e hidrógeno. Por ejemplo, una mezcla hierro-azufre se funde a una temperatura mucho menor que el hierro puro. Cuando la Tierra se estaba formando, impactos a gran velocidad de los restos de la nebulosa y la desintegración de los elementos radiactivos hicieron que aumentara la temperatura de nuestro planeta. Cuando estaba suficientemente caliente, el hierro en presencia de azufre empezó a fundirse. Esta fusión produjo gotas de una aleación de hierro-azufre que se hundieron para formar el núcleo. De una manera similar se arrastraron al interior del núcleo otros elementos ligeros.

El **núcleo** representa alrededor de 1/6 del volumen de la Tierra, pero un tercio de su masa, porque está compuesto fundamentalmente de hierro, que es el más denso de los elementos comunes. De hecho, el hierro es el elemento más abundante de la Tierra si se mide en masa.

El núcleo interno

En el centro del núcleo hay una esfera sólida de hierro con cantidades residuales de otros elementos, que se denomina **núcleo interno**. Dado que el núcleo interno es una esfera, en comparación con las otras capas de la Tierra, las representaciones hacen que parezca mucho mayor de lo que realmente es (*véase* Figura 12.1). En realidad, el núcleo interno es relativamente pequeño, solo 1/142 del volumen de la Tierra (menos del uno por ciento). El núcleo interno no existía en las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando nuestro planeta estaba más caliente. Sin embargo, a medida que la Tierra se enfriaba, el hierro empezó a cristalizar en el centro para formar el núcleo interno sólido. Incluso hoy, el núcleo interno sigue creciendo a medida que el planeta se va enfriando.

Separado del manto por el núcleo externo líquido, el núcleo interno sólido es libre de moverse independientemente. Los estudios recientes sugieren que el núcleo interno en realidad gira más deprisa que la corteza y el manto, «doblándolos» cada pocos cientos de años (Figura 12.12). El pequeño tamaño del núcleo interno y su gran distancia desde la superficie hacen de él la región de la Tierra más difícil de examinar.

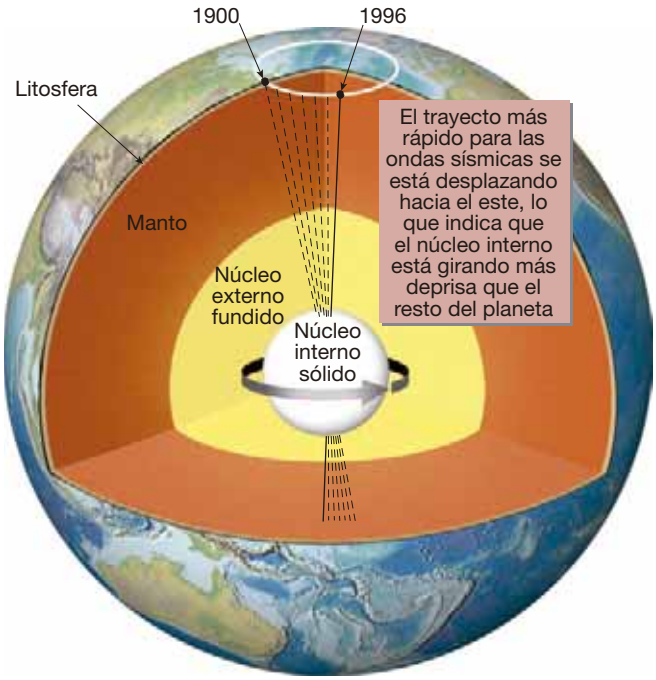


FIGURA 12.12. El núcleo interno sólido está separado del manto por el núcleo externo líquido, y se mueve de manera independiente. Ligeras variaciones en los tiempos de desplazamiento de las ondas sísmicas a través del núcleo, medidas a lo largo de muchas décadas, sugieren que el núcleo interno en la actualidad gira más deprisa que el manto. Todavía no se entiende la razón de ello.

Descubrimiento de los límites: el límite núcleo interno-núcleo externo

El límite entre el núcleo interno sólido y el núcleo externo líquido lo descubrió en 1936 la sismóloga danesa Inge Lehman. Incapaz de determinar si el núcleo interno era realmente sólido o no, utilizó trigonometría básica para afirmar que algunas ondas P estaban siendo fuertemente refractadas (dobladas) por un aumento súbito de las velocidades sísmicas en el límite núcleo interno -núcleo externo. Esto es lo opuesto a lo que ocurre para producir la zona de sombra de las ondas P. Cuando las velocidades sísmicas disminuyen de manera súbita, como en el límite manto-núcleo externo, las ondas se doblan hacia el interior de la Tierra produciendo una zona de sombra en la superficie donde no llegan las ondas directas. Cuando las ondas sísmicas aumentan súbitamente de velocidad, como ocurre en el límite núcleo interno-núcleo externo, las ondas se doblan hacia la superficie, lo que provoca la aparición de algunas ondas P en la misma ubicación. Estas ondas pueden doblarse lo suficiente como para llegar al interior de la zona de sombra de las ondas P. Esta situación, mostrada en la Figura 12.11A, confirma un núcleo interno definido.

LA TEMPERATURA DE LA TIERRA

Una forma de describir el interior de un planeta es examinar cómo cambia la temperatura con la profundidad. Descifrar la estructura de temperatura de la Tierra es importante para determinar los movimientos de las rocas dentro de nuestro planeta. Como probablemente ya sepan, la energía térmica fluye de las regiones más calientes a las regiones más frías. La Tierra tiene una temperatura de unos 5.500 °C en su centro y 0 °C en su superficie, de modo que el calor fluye hacia esta última.

La velocidad a la que la Tierra se está enfriando puede estimarse determinando la velocidad a la que el calor escapa de la superficie terrestre, unos meros 87 mW por metro cuadrado. A esta velocidad, se necesitaría toda la energía emitida desde unos 690 m^2, aproximadamente el tamaño de un campo de béisbol, para encender una bombilla de 60 W. Sin embargo, dado que la superficie terrestre es tan grande, el calor sale a una velocidad unas tres veces superior a la velocidad mundial de consumo de energía.

En la Figura 12.13 se ilustra que el calor no abandona la superficie de la Tierra a la misma velocidad en todos los lugares. El flujo de calor es mayor cerca de las dorsales centro-oceánicas, donde el magma caliente está ascendiendo constantemente hacia la superficie. La velocidad del flujo de calor es también elevada en las regiones continentales, donde las rocas están enriquecidas en isótopos radiactivos. El flujo de calor es menor en las llanuras abisales profundas, que son áreas de fondo oceánico antiguo y frío.

Cómo alcanzó la Tierra tanto calor

Como todos los planetas de nuestro Sistema Solar, la Tierra ha experimentado dos etapas térmicas. La primera se produjo durante su formación y duró unos 50 millones de años (tiempo relativamente corto en términos geológicos) e implicó un rápido incremento de la temperatura interna. La segunda etapa ha sido el proceso, muy lento, de enfriamiento que ha tardado los 4.500 millones de años restantes de historia de la Tierra.

Diversos factores contribuyeron al aumento inicial de la temperatura. Como se comentó en el Capítulo 1, la Tierra se formó a través de un proceso muy violento en el que intervinieron las colisiones de incontables planetesimales (planetas pequeñitos) durante el nacimiento de nuestro Sistema Solar. Con cada colisión, la energía cinética del movimiento se convirtió en energía térmica. A medida que la Tierra primitiva empezaba a crecer en tamaño, su temperatura aumentaba rápidamente. Nuestro joven planeta también contenía

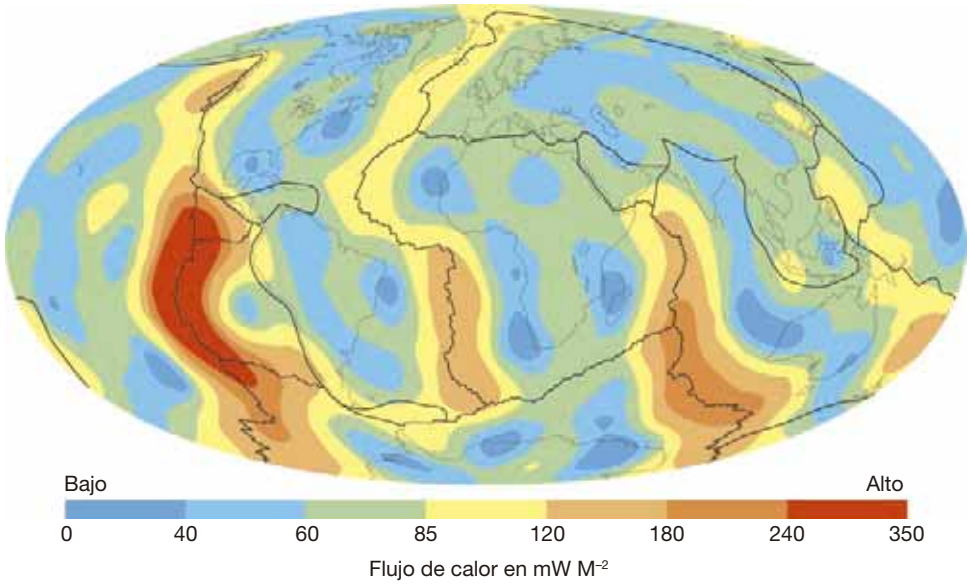


FIGURA 12.13. Mapa de la velocidad del flujo de calor hacia el exterior de la Tierra que indica que se enfría gradualmente a lo largo del tiempo, medido en milivatios por metro cuadrado. La Tierra pierde la mayor parte de su calor cerca de las dorsales centro-oceánicas, donde el magma asciende hacia la superficie para llenar las fracturas formadas cuando se separan las placas tectónicas. Los continentes pierden calor más deprisa que el fondo oceánico antiguo porque contienen cantidades mayores de isótopos radiactivos productores de calor.

muchos isótopos radiactivos con periodos de semidesintegración muy cortos, como el aluminio-26 y el calcio-41. Conforme estos isótopos se descomponían a las formas estables, liberaban una gran cantidad de energía, denominada *calor radiogénico*.

Otro acontecimiento significativo que calentó nuestro planeta fue la colisión de un objeto del tamaño de Marte que llevó a la formación de la Luna. En esta época, el núcleo interno y la mayor parte del manto, si no todo, estaban fundidos. A partir de ese punto, hace alrededor de 4.500 millones de años, hasta el presente, la Tierra se ha enfriado gradualmente.

Si la única fuente de calor de la Tierra procediera de su formación inicial y la desintegración radiactiva de los isótopos radiactivos de vida corta, nuestro planeta se habría enfriado hasta una escoria congelada hace mucho tiempo. Sin embargo, el manto y la corteza contienen también isótopos radiactivos de periodos de semidesintegración largos que mantienen a nuestro planeta cocinándose como si estuviera en un horno lento. Como se muestra en la Tabla 9.1 (página 308), los periodos de semidesintegración de los cuatro isótopos principales (uranio-235, uranio-238, torio-232 y potasio-40) tienen duraciones de miles de millones de años. Por consiguiente, la radiactividad desempeña dos papeles vitales en geología. Proporciona el medio para determinar la edad de las rocas, como se comentó en el Capítulo 9. Más importante aún, sin embargo, es la fuente de calor radiogénico que ha mantenido la convección del manto y la tectónica de placas activos durante miles de millones de años.

Flujo de calor

El calor viaja desde el interior de la Tierra hacia el espacio a través de tres mecanismos diferentes: *radiación, convección* y *conducción.* En la Figura 12.14 se muestran las capas donde estos mecanismos contribuyen de manera significativa al flujo de la energía térmica hacia el exterior. Solo dos de estos procesos, convección y conducción, funcionan dentro del interior de la Tierra.

Convección

La transferencia de calor mediante movimiento material de una manera fluida en la que los materiales calientes desplazan a los que están más fríos (o viceversa) se denomina **convección**. Es el principal medio de transferencia de calor en el interior de la Tierra. Si se ha visto alguna vez agua hirviendo en una cazuela, se estará familiarizado con la convección. El agua parece girar, se eleva en el centro de la cazuela y desciende por los lados (Figura 12.15). Este patrón, denominado *ciclo de convección*, ocurre dentro del manto y el núcleo externo de la Tierra, y posiblemente también dentro del núcleo interno.

La convección se produce como consecuencia de diversos factores: expansión térmica, flotabilidad inducida por gravedad y fluidez. Cuando se calienta el agua del fondo de una cazuela, se expande y asciende, sustituyendo al agua más fría y densa de la superficie. La gravedad es la fuerza impulsora de la convección. El agua caliente es menos densa (flota más) que el agua fría, de modo que asciende mientras que el agua fría

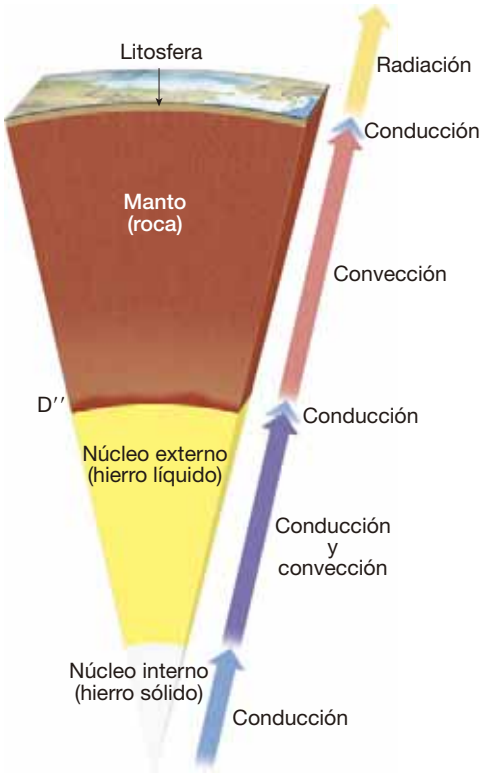


FIGURA 12.14. Diagrama que muestra el tipo dominante de transferencia de calor en diversas profundidades del interior de la Tierra a medida que el planeta se enfría. En última instancia, la Tierra pierde su calor hacia el espacio a través de la radiación. Sin embargo, el calor viaja desde el interior hasta la superficie terrestre a través de los procesos de convección y conducción.

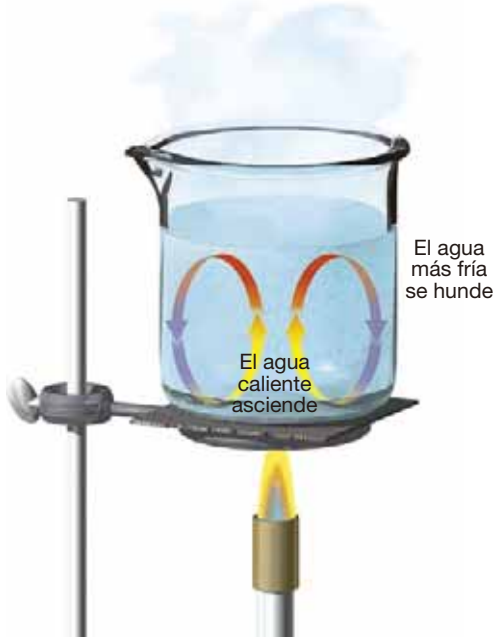


FIGURA 12.15. Un ejemplo sencillo de convección, la transferencia de calor que implica el movimiento real de una sustancia. En este ejemplo, la llama calienta el agua del fondo del matraz. Esta agua caliente se expande, se vuelve menos densa (más flotante) y se eleva. Simultáneamente se hunde el agua más fría y más densa próxima a la superficie.

se hunde para ocupar su lugar. Si intentáramos hervir agua en el espacio exterior, donde no hubiera una gravedad fuerte, observaríamos que no habría convección en el agua de la cazuela.

Los materiales también deben ser lo suficientemente débiles como para fluir. Los científicos suelen medir la fluidez de un material como su *resistencia* al flujo, lo que se conoce como **viscosidad**. El agua fluye fácilmente y tiene una baja viscosidad. El hierro líquido del núcleo externo de la Tierra probablemente tenga una viscosidad similar a la del agua, y experimente también fácilmente convección. Los materiales que son viscosos no fluyen con tanta facilidad como el agua, pero todavía fluyen. Por ejemplo, el ketchup fluye aunque es miles de veces más viscoso que el agua. Las rocas del manto inferior son 100 cuatrillones (10^{25}) más viscosas que el agua, pero aún siguen fluyendo.

Las diferencias de temperatura entre la superficie y el fondo de un ciclo de convección determinan lo vigorosa que será la convección. La superficie terrestre es extremadamente fría en comparación con su interior, de modo que la litosfera oceánica recién formada se enfría muy deprisa (Figura 12.16). Esto hace que la litosfera oceánica se contraiga, aumente de densidad y se haga más pesada, y con el tiempo, se vuelva a hundir en el manto en las zonas de subducción. Conforme estas láminas frías que se hunden van descendiendo, absorben calor en el proceso. Algo de este material de la corteza acaba calentándose y adquiere suficiente capacidad de flotación como para volver a la superficie. Por consiguiente, cabe pensar en la litosfera oceánica como la superficie del ciclo de convección del manto, mientras que las rocas cálidas en ascenso que conocemos como plumas del manto serían las ramas que fluyen hacia arriba de este ciclo de convección (Figura 12.16).

A veces la convección se produce cuando surgen diferencias de densidad a través de medios químicos más que térmicos. La *convección química* es un mecanismo importante que opera en el núcleo externo. A medida que el hierro cristaliza y se hunde para formar núcleo interno sólido, deja atrás un material fundido que contiene un porcentaje mayor de elementos más ligeros. Dado que este líquido flota más que el material rico en hierro circundante, se eleva y contribuye al flujo convectivo en el núcleo externo.

Conducción

El flujo de calor *a través de un material* se denomina **conducción**. El calor se conduce de dos maneras: (1) a través de colisiones de átomos y (2) a través del flujo de electrones. En las rocas, los átomos están bloqueados en su sitio

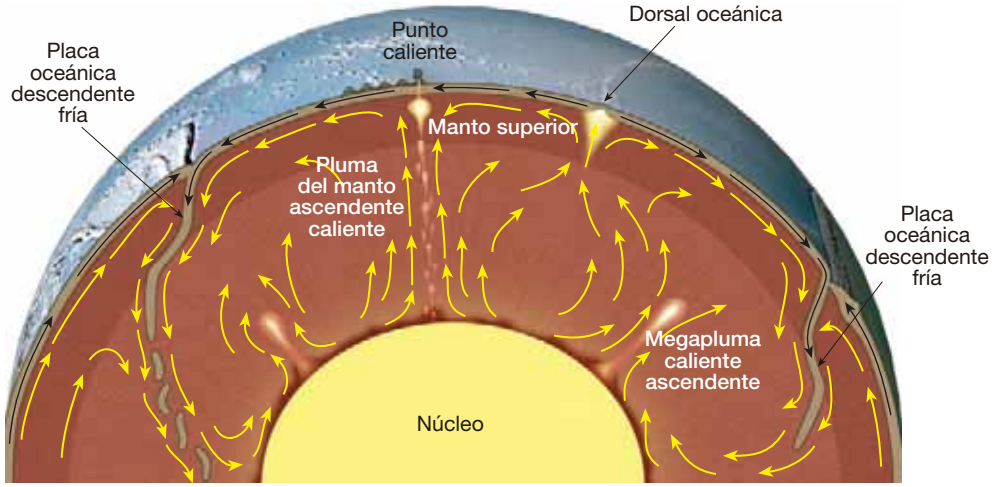


FIGURA 12.16. Convección dentro del manto terrestre. Todo el manto está en movimiento, que es impulsado por el hundimiento de la litosfera oceánica fría de vuelta al manto profundo. Es como agitar un guiso golpeando hacia abajo con una cuchara. El flujo ascendente de la roca probablemente se produce mediante una combinación de plumas del manto y un amplio flujo rocoso de retorno para sustituir la litosfera oceánica que abandona la superficie en las zonas de subducción.

pero están oscilando constantemente. Si un lado de la roca se calienta, los átomos aquí oscilarán más enérgicamente. Esto aumenta la intensidad de las colisiones con los átomos vecinos y, como un efecto dominó, la energía se propagará lentamente a través de la roca. La conducción se produce mucho más deprisa en metales que en sustancias rocosas. En los metales, los átomos están también bloqueados en su sitio, pero algunos de sus electrones tienen libertad de movimiento a través del material, y esos electrones pueden transportar calor rápidamente de un lado de un objeto metálico a otro.

Los materiales conducen a velocidades enormemente diferentes. Por ejemplo, el calor se conduce unas 40.000 veces con más facilidad a través de un diamante que a través del aire. La mayoría de las rocas son malos conductores del calor, de modo que la conducción no es una forma eficiente de mover el calor a través de la mayor parte de la Tierra. Sin embargo, es un mecanismo importante en lugares como la litosfera, la capa D'' y el núcleo.

Flujo de calor en el interior de la Tierra

Los tipos dominantes de transferencia de calor en el interior de la Tierra se ilustran en la Figura 12.14. Se cree que la conducción es el proceso más importante en el núcleo interno. Cuando se conduce el calor desde el núcleo interno al núcleo externo, la convección empieza a desempeñar un papel más significativo en el transporte del calor hacía la superficie del núcleo.

La transferencia de energía desde el núcleo hasta el manto se realiza por conducción, más que por convección, porque el material rico en hierro del núcleo es demasiado denso para entrar en las rocas del manto, menos densas. Para que la energía térmica salga del núcleo, debe conducirse a través del límite núcleo-manto y ascender a través de la capa D''. Una vez que alcanza el manto inferior, la energía térmica es transportada hacia la superficie a través de la convección del manto.

La mayor parte de la energía térmica que alcanza el manto superior hace su viaje final hacia la superficie mediante conducción lenta a través de la litosfera rígida. La energía restante es transportada hacia la superficie a lo largo de los límites de placa divergentes y otras zonas de actividad volcánica donde hace erupción la roca fundida.

Perfil de temperatura de la Tierra

El perfil de temperatura promedio de la Tierra a cada profundidad se denomina **gradiente geotérmico** o **geoterma** (Figura 12.17A)**.** Las temperaturas aumentan desde unos 0 °C en la superficie hasta más de 5.000 °C en el centro. Dentro de la corteza las temperaturas aumentan rápidamente, hasta 30 °C por kilómetro de profundidad. Las minas de diamantes más profundas de Sudáfrica están a más de 3 km por debajo de la superficie terrestre, donde las temperaturas superan 50 °C. Sin embargo, el aumento de la temperatura no continúa a esta rápida velocidad; de lo contrario nuestro planeta estaría fundido por debajo de los 100 km de profundidad.

En la base de la litosfera, unos 100 km hacia abajo, la temperatura es de aproximadamente 1.400 °C. Habrá que descender hasta el fondo del manto antes de que la temperatura se duplique hasta 2.800 °C. Para la mayor parte del manto, la temperatura aumenta muy despacio, alrededor de 0,3 ° C por kilómetro. La excepción a este patrón es la capa D'', que actúa como límite térmico, donde las temperaturas aumentan más de 1.000 °C

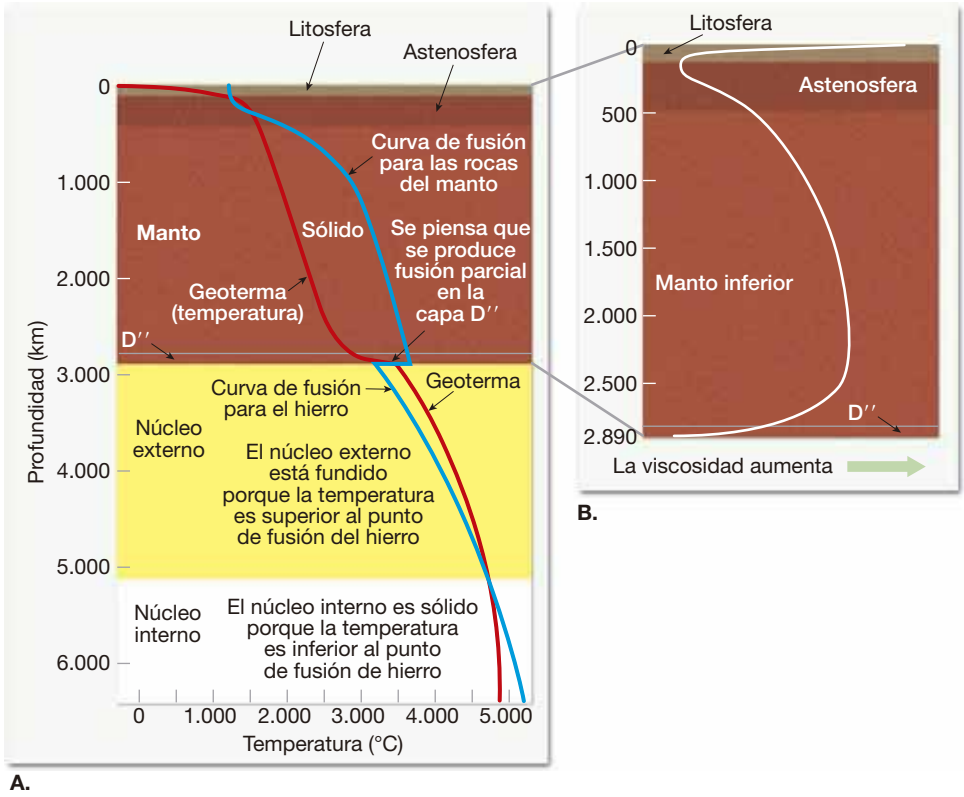


FIGURA 12.17. Estas gráficas ilustran cómo está relacionada la viscosidad de los materiales terrestres a varias profundidades con la geoterma de la Tierra y sus puntos de fusión. **A.** Perfil de la temperatura terrestre con la profundidad, o geoterma. Nótese que la temperatura terrestre aumenta gradualmente en casi todas partes. En dos capas térmicas limítrofes del interior de la Tierra, la litosfera y la capa D'' en el límite núcleo -manto, la temperatura aumenta rápidamente en cortas distancias. También se muestra la curva del punto de fusión para los materiales (roca o mental) encontrados a varias profundidades. En los puntos en los que la geoterma atraviesa (hacia la derecha de) la curva del punto de fusión, como en el núcleo externo, el material está fundido. **B.** En esta gráfica se muestra cómo cambia la viscosidad (resistencia al flujo) con la profundidad desde la superficie de la Tierra hasta el fondo del manto. Grandes viscosidades, como en la corteza y la litosfera, muestran que la roca es más rígida y fluye con menos facilidad. Si se comparan estas dos figuras, puede observarse que las rocas presentan la menor debilidad y fluyen con mayor facilidad a profundidades en las que las temperaturas de las rocas están cerca del punto de fusión (la astenosfera y la capa D'').

desde arriba hacia abajo. A través del núcleo externo e interno, las temperaturas aumentan de manera gradual. Es difícil determinar las temperaturas de las zonas profundas del interior de la Tierra; sigue habiendo dudas. La temperatura en el centro de la Tierra se ha estimado que es de hasta 8.000 °C. Los experimentos físicos con minerales han sido útiles para establecer la geoterma mostrada en la Figura 12.17A. Por ejemplo, se utilizan experimentos de presión elevada para determinar la temperatura a la cual el hierro sólido y líquido coexistirían en el límite entre el núcleo interno y el externo.

También representada en la Figura 12.17A se muestra la curva para el punto de fusión del material a cada profundidad. Las curvas del punto de fusión van aumentando en general de manera gradual con la profundidad, como consecuencia del aumento continuo de la presión. Al comprimir un material, se hace que le resulte más difícil fundirse, porque los líquidos normalmente ocupan más volumen que los sólidos. Como consecuencia, las presiones elevadas provocan temperaturas mayores.

Consideradas juntas, la curva de la geoterma y la del punto de fusión son herramientas valiosas para investigar el comportamiento de los materiales de la Tierra. En las capas donde la geoterma (temperatura en profundidad) es mayor que la temperatura de fusión, el material se funde, una situación que se produce en el núcleo externo (*véase* Figura 12.17A). La relación entre la geoterma y la temperatura de fusión no solo determina si un material está fundido o no, también indica su rigidez o viscosidad. Obsérvese cómo la viscosidad está directamente relacionada con la proximidad de las curvas de la geoterma a las curvas del punto de fusión en la Figura 12.17A. Cuando la roca se aproxima a su punto de fusión, empieza a ablandarse y a debilitarse. En la Figura 12.17A se muestra la viscosidad del material en la corteza y el manto. Las regiones de gran viscosidad, como la litosfera, son muy rígidas. Las regiones de baja viscosidad, como la astenosfera y la D'', son mucho más débiles.

La mayor parte del manto inferior es muy rígido, de modo que las rocas se mueven con gran lentitud

(Figura 12.17B). Los investigadores han determinado que el flujo convectivo es varias veces más lento en el manto inferior que en el manto superior. Sin embargo, en la mismísima base del manto, la temperatura aumenta rápidamente con la profundidad. Las rocas en la capa D'' son relativamente débiles, fluyen con más facilidad y pueden experimentar algo de fusión.

En el núcleo, la temperatura aumenta mucho más despacio que la presión. Desde el límite núcleo-manto hasta el centro de la Tierra, la temperatura aumenta solo alrededor de un 40 por ciento, desde 4.000 hasta 5.500 °C. La presión, sin embargo, casi se triplica, aumentando desde 1,36 hasta 3,64 megabares. Aunque el hierro es más frío en el núcleo externo que en el interno, sigue siendo líquido porque está bajo menos presión. A la inversa, el hierro en el núcleo interno permanece sólido porque está bajo una presión extrema.

En resumen, *las diferentes capas de la Tierra se comportan en función de sus condiciones concretas. La litosfera es rígida porque su temperatura es mucho más fría que su temperatura de fusión. La astenosfera es más débil y blanda porque está muy próxima a su temperatura de fusión, y se produce probablemente fusión parcial en algunos lugares.*

ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE LA TIERRA

Como acabamos de ver, la Tierra no está perfectamente distribuida en capas. En la superficie existe una variedad de diferencias estructurales y de composición: océanos, continentes, montañas, valles, fosas y dorsales centro-oceánicas. Las observaciones geofísicas demuestran que las variaciones horizontales no están limitadas a la superficie: ocurren también en el interior de la Tierra y están directamente relacionadas con el proceso de convección del manto y la tectónica de placas. Se han identificado estructuras tridimensionales en el interior de la Tierra estudiando variaciones en los campos gravitacional y magnético, y obteniendo imágenes mediante la denominada *tomografía sísmica*.

Gravedad de la Tierra

La rotación de la Tierra es la causa más significativa de las diferencias en la fuerza de la gravedad observadas en la superficie. Dado que la Tierra gira alrededor de su eje una vez al día, la aceleración debida a la gravedad[1] es inferior en el ecuador (9,87 m/s^2) que en los polos (9,83 m/s^2). Dos razones explican este fenómeno. La rotación de la Tierra causa una fuerza centrífuga que es proporcional a la distancia desde el eje de rotación. De manera similar a la fuerza que nos expulsa de un vehículo que va demasiado de prisa alrededor de una curva o esquina, la fuerza centrífuga actúa lanzando objetos hacia fuera en el ecuador, donde la fuerza es mayor.

La rotación de la Tierra también afecta a su forma: el ecuador está ligeramente más alejado del centro de la tierra (6.378 km) que los polos (6.357 km) (Figura 12.18). La Tierra, por consiguiente, no es una esfera perfecta, en cambio esta abultada en el ecuador, una forma que se conoce como elipsoide oblato. Esta diferencia hace que la fuerza de la gravedad sea ligeramente más débil en el ecuador que en los polos, porque la atracción gravitacional es menor cuando los objetos están más separados. De hecho, su peso en el ecuador será en realidad un 0,5 por ciento inferior de lo que es en los polos.

Las medidas de gravedad demuestran que hay otras variaciones que no pueden explicarse por la rotación terrestre. Por ejemplo, cuando un cuerpo grande de roca

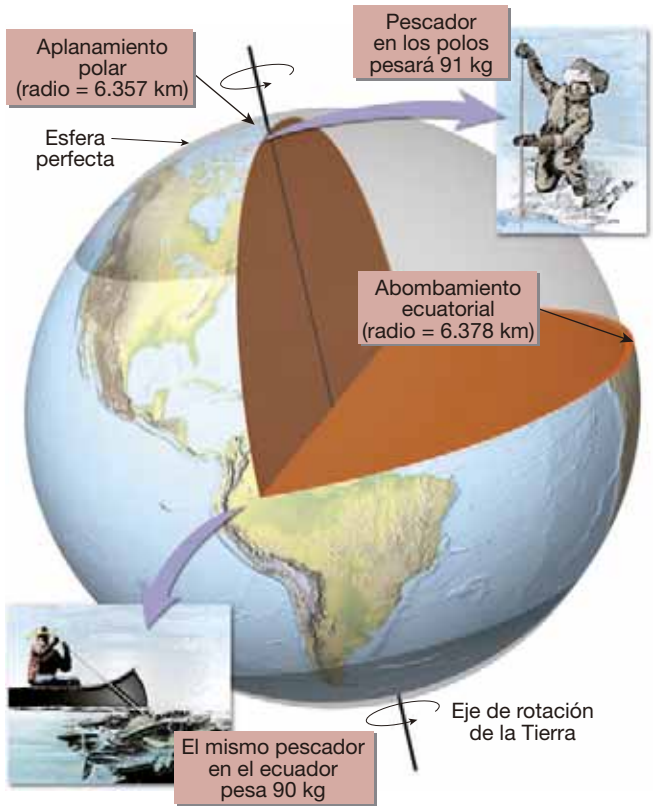


FIGURA 12.18. Como la Tierra gira, se abomba en el ecuador y se aplana en los polos. La combinación de la forma elíptica de la Tierra y su rotación diaria hace que la fuerza de la gravedad sea ligeramente más débil en el ecuador que en los polos. Esta diferencia es lo suficientemente grande como para poder medirse con una báscula de baño. Imaginemos dos pescadores de igual masa, ambos a nivel del mar. Si el que está en el polo Norte pesa 91 kg el que está en el ecuador pesaría 90 kg.

[1] La fuerza de la gravedad es la responsable de que objetos como una manzana se aceleren según van cayendo hacia el suelo, de ahí la expresión «aceleración debida a la gravedad».

inusualmente densa está por debajo de la superficie el aumento en la masa provocará una fuerza gravitacional superior al promedio en la superficie directamente por encima de ella. Dado que los metales y las menas de metal tienden a ser mucho más densas que las rocas de silicato, las anomalías de la gravedad local (diferencias con respecto a lo esperado) se han utilizado durante mucho tiempo para ayudar a encontrar yacimientos de minerales.

En la Figura 12.19 se muestra un mapa de las anomalías regionales de la gravedad para Estados Unidos. Una estrecha *anomalía positiva de la gravedad* (más fuerte de lo esperado) que desciende por la mitad del país es el rift centro-continental (rojo), donde rocas volcánicas densas y gruesas rellenaron una ruptura en la corteza hace más de 1000 millones de años. La *anomalía de gravedad negativa* (azul), en la Basin and Range Province es consecuencia de la corteza caliente, de baja densidad, que se ha alargado y adelgazado a medida que han ido entrando cuerpos magmáticos con mayor flotación.

Utilizando satélites se han detectado también algunas diferencias de intensidad a gran escala debajo de la superficie, en profundidad. Estas anomalías de la gravedad son consecuencia de grandes corrientes ascendentes y descendentes de convección del manto. Las zonas de ascenso están asociadas con plumas calientes del manto, mientras que las corrientes descendentes se producen donde las placas oceánicas frías descienden al interior del manto.

Tomografía sísmica

Los cambios tridimensionales en composición y densidad que se detectan mediante determinación de la gravedad pueden verse también utilizando sismología. La técnica, denominada **tomografía sísmica**, implica la recogida de señales desde muchos terremotos diferentes registrados en muchas estaciones sismográficas para «ver» todas las partes del interior de la Tierra. La tomografía sísmica es similar a la tomografía médica, en el sentido de que los médicos utilizan técnicas como la TC para tomar imágenes tridimensionales de las estructuras internas de los humanos.

La tomografía sísmica permite identificar regiones donde las ondas P o S viajan más deprisa o más despacio que el promedio para una profundidad concreta. Estas *anomalías de la velocidad sísmica* se interpretan luego como variaciones en las propiedades de los materiales, como temperatura, composición, fase mineral o contenido de agua. Por ejemplo, el aumento

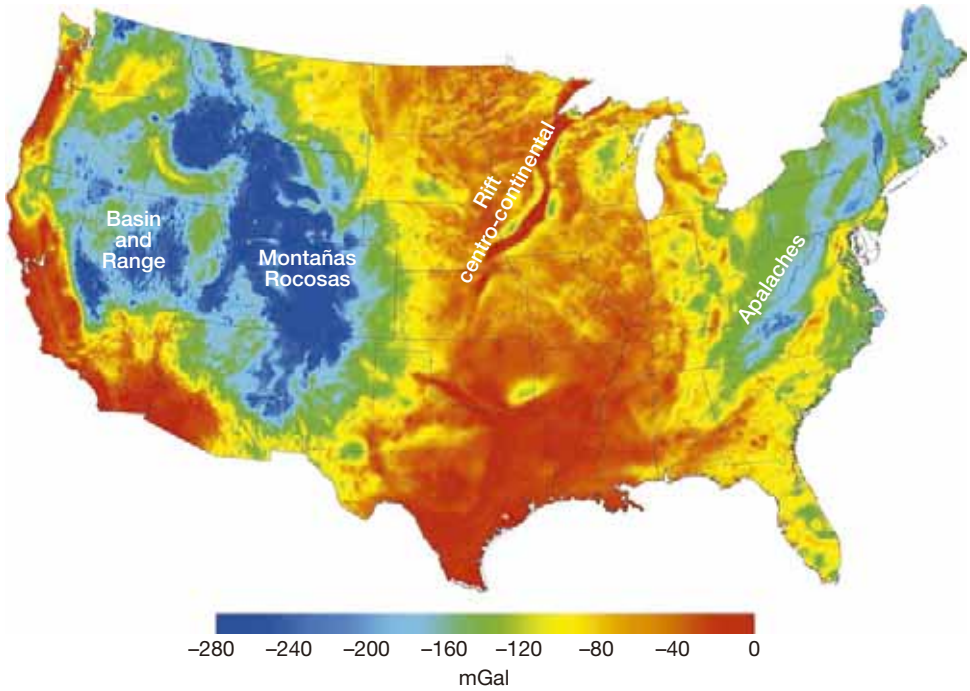


FIGURA 12.19. Anomalías de la gravedad debajo de los Estados Unidos continentales. Al cambiar la elevación se modifica la fuerza de la gravedad de la Tierra, de modo que los valores se calculan teniendo en cuenta lo que se mediría si uno estuviera al nivel del mar en todas partes. Esto permite comparar las anomalías de la gravedad por todo el mapa. Las anomalías negativas (azul) debajo de las Montañas Rocosas y los Apalaches nos muestran que ahí la corteza tiene raíces profundas debajo de las montañas. La anomalía negativa (azul) en la Basin and Range Province es el resultado de corteza tectónicamente activa, más caliente (rift y volcanes). La estrecha anomalía positiva (roja) que desciende en línea por la mitad del país es el rift centro-continental, donde las rocas volcánicas más densas entraron en la corteza hace más de 1.000 millones de años.

de la temperatura de la roca unos 100 °C puede disminuir la velocidad de las ondas S en torno al 1 por ciento, de modo que las imágenes de la tomografía sísmica suelen interpretarse como variaciones de temperatura.

En la Figura 12.20 se muestra un corte de tomografía sísmica para el manto centrado debajo de Norteamérica. Las regiones donde las ondas viajan más despacio que el promedio (anomalías negativas) se muestran en rojo y las regiones donde las ondas viajan más deprisa que el promedio (anomalías positivas) en azul. Pueden observarse patrones significativos en este diagrama. Por ejemplo, la litosfera localizada debajo de las regiones interiores de Norteamérica y África exhibe velocidades sísmicas más rápidas que la litosfera oceánica, porque es más antigua y se ha estado enfriando durante miles de millones de años. Las imágenes sísmicas también demuestran que la litosfera continental (áreas azules profundas) puede ser bastante gruesa, extendiéndose más de 300 km en el interior del manto. A la inversa, las dorsales oceánicas, como la dorsal centro-atlántica, exhiben velocidades sísmicas lentas, porque están extremadamente calientes (*véase* Figura 12.20).

En el manto por debajo de Norteamérica puede observarse una zona en pendiente de rápidas velocidades sísmicas (azul/verde) que representa una lámina de litosfera oceánica descendente conocida como la placa Farallon. El segmento de esta placa de fondo oceánico vista en la Figura 12.20 en la actualidad se está hundiendo y calentando a medida que se desplaza hacia el límite núcleo-manto. Con tiempo suficiente, esta placa se calentará y se volverá lo suficientemente liviana como para empezar a ascender de nuevo hacia la superficie.

La gran región de velocidades sísmicas lentas que hay debajo de África (la gran región de color naranja rojizo en la esquina inferior derecha de la Figura 12.20) se denomina superpluma africana, una región de flujo ascendente en el manto. Estas velocidades lentas se deben probablemente a temperaturas inusualmente elevadas y a rocas muy ricas en hierro. La roca ascendente no puede atravesar fácilmente la gruesa corteza africana, de modo que parece doblada en ambos lados del continente, quizá suministrando magma a los centros de expansión centro-oceánico y del Océano Índico.

Las imágenes de tomografía sísmica, como la que se muestra en la Figura 12.20, revelan muchas características asociadas con la convección del manto. Láminas de fondo oceánico antiguo, frío, se hunden hacia la base del manto, donde se calientan, se expanden y ascienden de nuevo hacia la superficie.

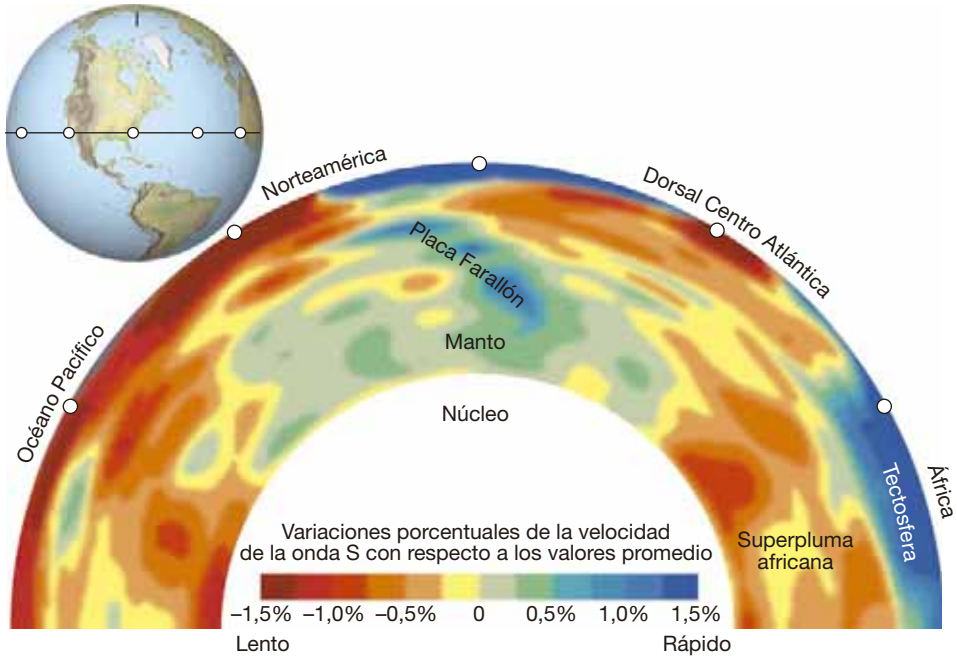


FIGURA 12.20. Corte tomográfico sísmico de la Tierra que muestra la estructura del manto. Los colores muestran variaciones en la velocidad de las ondas S con respecto a sus valores promedio. Las porciones más antiguas de los continentes, como el este de Norteamérica y África, son frías y rígidas, y su color azul muestra las velocidades de la onda S rápida. El oeste de Estados Unidos es más caliente y tectónicamente activo, haciendo que esta parte del continente sea más cálida y débil, lo que ralentiza las ondas S. La gran estructura azul que se extiende muy por debajo de Norteamérica es una lámina de fondo oceánico pacífico antiguo, denso y frío que se está hundiendo hacia la base del manto. Las grandes estructuras naranjas que hay debajo del oeste africano y del Océano Pacífico se cree que son megaplumas de material caliente que están ascendiendo hacia la superficie.

El campo magnético de la Tierra

La convección del hierro líquido en el núcleo externo es vigorosa, lo que hace que éste *parezca* uniforme cuando se ve con las ondas sísmicas. En realidad, sin embargo, los patrones de flujo en el núcleo externo crean variaciones en el campo magnético terrestre que pueden medirse en la superficie, y nos cuentan una historia diferente.

Se cree que el flujo convectivo en el núcleo externo es impulsado por tres mecanismos principales:

1. A medida que el calor sale por conducción del núcleo hacia el manto suprayacente, el material de las capas más externas del núcleo se enfría, se vuelve más denso y se hunde. Esto es una forma de convección de arriba hacia abajo impulsada térmicamente.
2. La cristalización del hierro sólido cerca del fondo del núcleo externo hace que se hunda para formar el núcleo más interno y deja atrás fluidos que carecen de hierro. Conforme este líquido flotante asciende, alejándose del límite del núcleo interno, impulsa un tipo de convección química.
3. También se ha pensado que hay isótopos radiactivos, como el potasio-40, dentro del núcleo que podrían proporcionar más calor para impulsar la convección térmica.

Los geólogos no han determinado todavía la importancia relativa de cada uno de estos mecanismos.

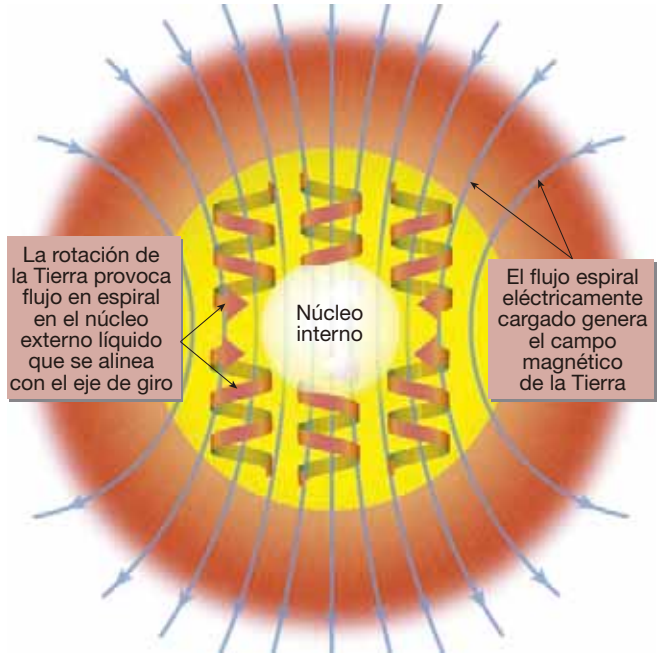


FIGURA 12.21. Ilustración de los patrones de convección en el interior del núcleo externo terrestre, de hierro líquido, que podría provocar el campo magnético medido en la superficie. Se cree que la convección adopta la forma de espirales cilíndricas de hierro fundido en rotación que están alineadas en la dirección del eje de rotación de la Tierra.

La geodinamo

A medida que el fluido del núcleo asciende, su trayectoria se va retorciendo debido a la rotación de la Tierra. Como consecuencia, se mueve en columnas espirales que se alinean con el eje de rotación de la Tierra (Figura 12.21). Dado que el fluido rico en hierro tiene carga eléctrica, genera un campo magnético como ocurre con un electroimán, fenómeno denominado **geodinamo**. Si se envuelve un alambre alrededor de un clavo de hierro y se hace pasar una corriente eléctrica a través del clavo, éste genera un campo magnético que recuerda al que rodea a un imán de barra (Figura 12.22A, B). Este tipo de campo magnético se denomina *campo dipolar* porque tiene dos polos (un polo magnético norte y uno sur). El campo magnético que emana del núcleo externo terrestre tiene la misma forma dipolar (Figura 12.22).

Sin embargo, la convección en el núcleo externo es considerablemente más compleja (*véase* Recuadro 12.2). Más del 90 por ciento del campo magnético de la Tierra es dipolar, pero el resto es consecuencia de patrones de convección más complicados. Además, algunas de las características del campo magnético terrestre cambian con el tiempo. Durante siglos, los navegantes han utilizado brújulas para navegar, fundamentalmente manteniendo el curso en la dirección en la que apunta la aguja de la brújula. A partir de estas observaciones, se determinó que las posiciones de los polos magnéticos cambian gradualmente. Comprender este fenómeno exige un examen de cómo se mide el campo magnético.

En cualquier lugar de la superficie terrestre, la dirección del campo magnético se mide con dos ángulos, denominados *declinación* e *inclinación*. La declinación mide la dirección hacia el norte magnético en relación a la dirección hacia el Polo Norte geográfico (eje de rotación de la Tierra). La inclinación mide cómo se dirigen hacia abajo las líneas de fuerza magnéticas en cualquier lugar, lo que mostraría una brújula si se inclinara a un lado. En el norte magnético el campo apunta directamente hacia abajo, mientras que en el ecuador es horizontal (Figura 12.23). En el centro de Estados Unidos, se inclina hacia abajo según un ángulo intermedio.

Estudios recientes han demostrado que las ubicaciones de los polos magnéticos cambian significativamente con el tiempo. El norte magnético terrestre estaba localizado antes en Canadá, pero se desplazó hacia el norte, al Océano Ártico durante la década pasada. En la actualidad, se está desplazando rápidamente hacia el Polo Norte geográfico a una velocidad de unos 20 km al año (Figura 12.24). El proceso no es simétrico. Aunque el

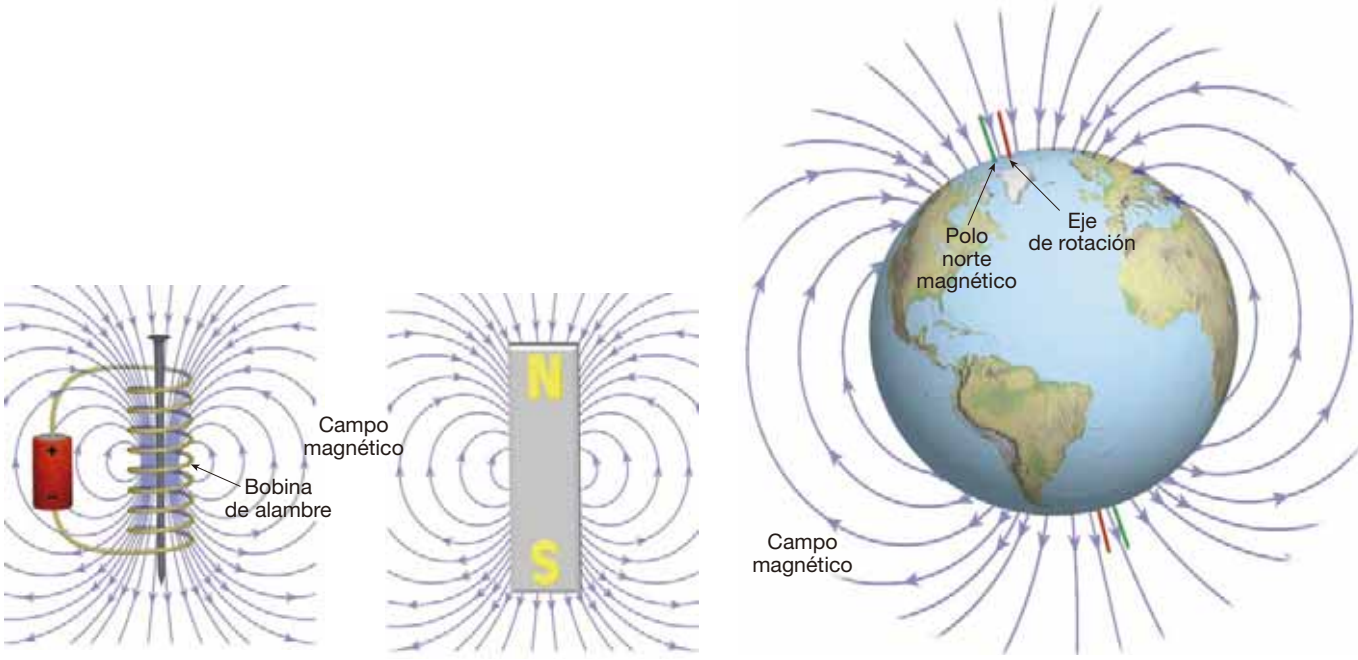


FIGURA 12.22. Demostración de la semejanza del campo magnético terrestre con el de un electroimán **(A),** que consiste en una corriente eléctrica que atraviesa una bobina de alambre, o un imán de barra (**B**). Si bien hubo una época en la que se creía que el núcleo de la Tierra actuaba como un gran imán de barra, los científicos creen ahora que el campo magnético terrestre (**C**) se parece más a un electroimán, y que los cilindros de hierro líquido en espiral mostrados en la Figura 12.21 se comportan como la bobina de corriente que atraviesa los alambres de un electroimán.

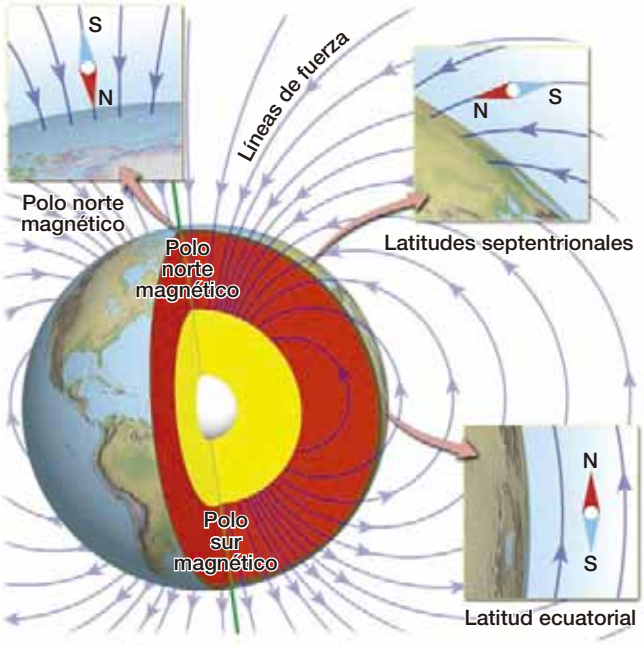


FIGURA 12.23. En este diagrama se muestra la dirección del campo magnético en diferentes lugares a lo largo de la superficie terrestre. Si bien una brújula mide solo la dirección horizontal del campo magnético (la declinación), en la mayor parte de los lugares el campo también entra o sale de la superficie según un ángulo variable (inclinación).

norte magnético se ha estado desplazando hacia el Polo Norte geográfico, el sur magnético se ha movido en dirección contraria al Polo Sur geográfico, pasando de la Antártida al Océano Pacífico.

Inversiones magnéticas

Aunque el patrón de convección en el núcleo cambia con el tiempo, haciendo que los polos magnéticos se muevan, las ubicaciones de los polos magnéticos se han alineado con el eje de rotación de la Tierra (polos geográficos) a lo largo de miles de años. Una excepción importante se produce durante los períodos de inversión del campo magnético. En momentos aparentemente aleatorios, el campo magnético de la Tierra invierte su polaridad de forma que la aguja *que apunta al norte* de una brújula apuntaría *al sur*. (La importancia de estas inversiones en el estudio del paleomagnetismo se describió en el Capítulo 2). Durante una inversión, la fuerza del campo magnético disminuye hasta alrededor de 10 por ciento de la normal y las ubicaciones de los polos empiezan a derivar, llegando incluso a atravesar el ecuador (Figura 12.25). Cuando la fuerza del campo magnético vuelve a sus niveles normales, el campo se regenera con la polaridad invertida, el proceso entero tarda solo unos pocos miles de años.

La Tierra como sistema

Conexiones dinámicas globales

RECUADRO 12.2

Las capas del planeta Tierra no están aisladas una de otra, más bien están conectadas por sus movimientos, impulsados térmicamente. Estos movimientos conectados no interaccionan necesariamente de una manera estable y predecible; en cambio, tienden a producirse de manera esporádica o en pulsos. Un ejemplo es la posible conexión entre las inversiones magnéticas, el vulcanismo de puntos calientes y la ruptura del supercontinente Pangea.

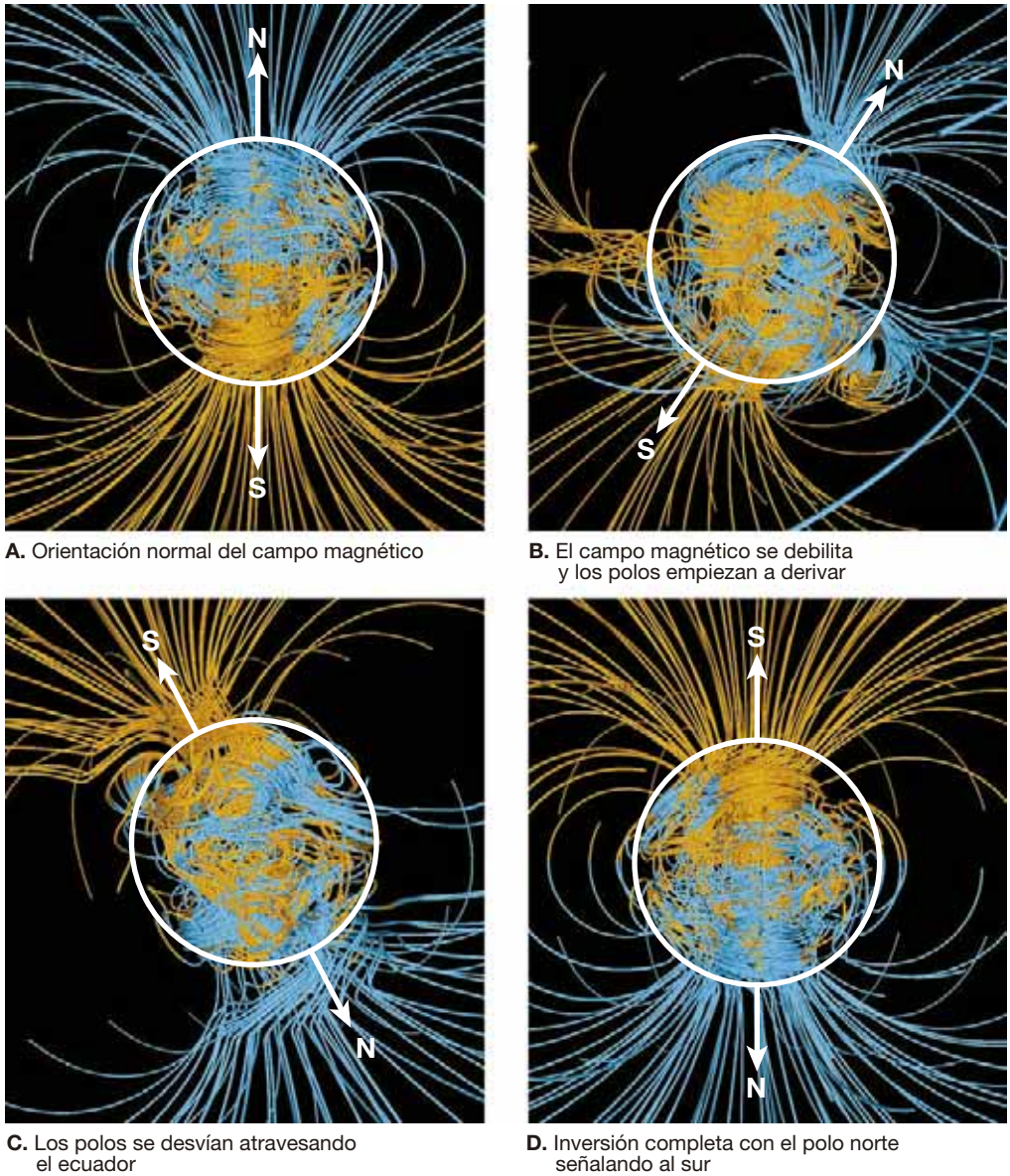
Pangea empezó a romperse hace aproximadamente 200 millones de años, y el aumento acompañante del movimiento de placas provocó la subducción de grandes cantidades de fondo oceánico. Hace unos 80 millones de años, se interrumpió el proceso de inversión del núcleo, lo que evitó la inversión del campo magnético de la Tierra durante 35 millones de años. Durante este periodo, diversas efusiones enormes de lava se han vinculado con la llegada de nuevas plumas del manto en los puntos calientes a la superficie.

Según una hipótesis, estos tres acontecimientos están íntimamente ligados. En los 80 millones de años siguientes a la ruptura de Pangea, se piensa que una gran cantidad de litosfera subducida se ha hundido hasta la base del manto. Esto habría desplazado roca caliente a la base del manto, haciendo que mucha de ella ascendiera hacia la superficie e hiciera erupción como coladas de basalto. Los Deccan Traps de la India son un ejemplo de dicho proceso. Al mismo tiempo, la infusión súbita de litosfera oceánica comparativamente fría cerca del núcleo caliente en el límite núcleo-manto habría enfriado el núcleo más externo. Esto aumentó el gradiente de temperatura (más caliente en el fondo, más frío en la superficie) del núcleo externo. El resultado fue una convección más vigorosa que impidió el debilitamiento e inversión del campo magnético. Esta hipótesis, si se llegara a considerar exacta, es un importante recordatorio de que la Tierra es un planeta complejo, convulso y vibrante, activo en una variedad de funciones geológicas.

FIGURA 12.24. Mapa que muestra el cambio en los lugares medidos del polo norte magnético a lo largo del tiempo. Los patrones de convección dentro del núcleo externo cambian con la suficiente rapidez como para que podamos ver un cambio significativo del campo magnético a lo largo de nuestras vidas.

La velocidad a la cual el campo magnético se invierte es una evidencia de que los patrones de convección en el núcleo externo cambian en lapsos de tiempo relativamente cortos. En la actualidad se están creando modelos de este complejo proceso utilizando ordenadores muy veloces (Figura 12.25). Además, en la Figura 12.25 se ilustra cómo giran las líneas del campo magnético de una manera compleja antes de volver a un patrón dipolar más simple y uniforme.

La existencia de inversiones magnéticas ha sido extremadamente importante para los geólogos, al proporcionarles el fundamento para la teoría de la tectónica de placas. Sin embargo, las inversiones magnéticas tienen consecuencias potencialmente nocivas para los habitantes de la Tierra. Una capa magnética atmosférica, conocida como magnetosfera, rodea a nuestro planeta y protege la superficie terrestre del bombardeo por las partículas ionizadas, o *viento solar*, emitidas por el Sol. Si disminuye la fuerza del campo magnético de manera significativa durante una inversión, el aumento de la cantidad de partículas ionizadas que llegarían a la superficie terrestre podría provocar riesgos para la salud de los humanos y otras formas de vida.



A. Orientación normal del campo magnético

B. El campo magnético se debilita y los polos empiezan a derivar

C. Los polos se desvían atravesando el ecuador

D. Inversión completa con el polo norte señalando al sur

FIGURA 12.25. Simulaciones por ordenador que muestran cómo el campo magnético de la Tierra puede invertir su dirección. El círculo blanco representa el límite núcleo-manto y las flechas apuntan, respectivamente, hacia los polos norte (N) y sur (S) magnéticos. Durante una inversión, la fuerza del campo magnético se debilita, los polos empiezan a desviarse, llegando hasta cruzar el ecuador. Cuando la fuerza del campo vuelve a los niveles normales, el campo se regenera con polaridad inversa.

CAPÍTULO 12 El interior de la Tierra

RESUMEN

- La Tierra está distribuida en capas, con los materiales más densos en el centro y los más ligeros en la capa más externa. Esta distribución en capas es consecuencia de la gravedad, y es similar para todos los planetas. Las capas de la Tierra consisten en el *núcleo interno* (hierro sólido), el *núcleo externo* (hierro líquido), el *manto* (roca densa), la *corteza* (roca de baja densidad), el *océano* (agua) y la *atmósfera* (gas). Dentro de las capas, la densidad de los materiales aumenta con la profundidad, debido a la compresión resultante del aumento de la presión. En el interior del manto, también se producen aumentos de densidad, debido a cambios de fase mineral.
- Dada la imposibilidad de perforar hasta el interior profundo de la Tierra, se utilizan las *ondas sísmicas* para sondear el interior terrestre. Los patrones de las ondas sísmicas son complicados porque su comportamiento se ve influido por diferentes estructuras del interior del planeta antes de volver a la superficie. Las ondas sísmicas viajan más deprisa a través de la roca fría y más despacio a través de la roca caliente. Se reflejan desde las capas compuestas por diferentes materiales. Los resultados de las imágenes sísmicas del interior de la Tierra pueden interpretarse mediante comparación con experimentos físicos con minerales. Estos experimentos recrean las temperaturas y las presiones del interior de la Tierra y permiten a los científicos ver a qué se parecen las rocas y los metales a diversas profundidades.
- La *corteza oceánica* y la *corteza continental* son muy diferentes. La corteza oceánica se crea en las dorsales centro-oceánicas, y es similar en composición y espesor en toda su extensión. La corteza continental es muy variable, tiene diferentes composiciones y se forma de varias maneras. El espesor de la corteza oceánica tiene un promedio de 7 km, pero los continentes pueden tener un espesor superior a 70 km. El límite entre la corteza y el manto se denomina *Moho.*
- El *manto* constituye alrededor del 82 por ciento del volumen de la Tierra. El *manto superior* se extiende desde la Moho hasta una profundidad de 660 km. El manto superior abarca la parte inferior de la litosfera rígida, la astenosfera débil y la zona de transición. El manto inferior se extiende hacia abajo desde los 660 km hasta el límite entre el núcleo y el manto, 2.891 km por debajo de la superficie. En la base del manto inferior se encuentra la compleja capa D′′.
- El núcleo es en gran medida una aleación de hierro y níquel que contiene alrededor de un 15 por ciento de elementos más ligeros. Dado que el hierro es denso, el núcleo constituye una tercera parte de la masa de la Tierra, y el hierro es el elemento más abundante, en masa, de la Tierra. El núcleo interior sólido va creciendo con el tiempo a medida que la Tierra se enfría.
- La temperatura de la Tierra aumenta desde los 0 °C aproximadamente en la superficie hasta unos 5.500 °C en el centro (aunque se desconoce la temperatura exacta). El calor fluye de manera no uniforme desde el interior de la Tierra y la mayor parte de la pérdida de calor se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. La Tierra se calentó mucho en las primeras etapas de su historia, en gran medida como consecuencia de los impactos de planetesimales y del calor liberado por la desintegración radiactiva. Desde entonces, se ha ido enfriando lentamente. La Tierra sigue siendo geológicamente activa debido al calor radiogénico suministrado por los isótopos radiactivos de vida prolongada.
- El calor fluye desde el interior caliente de la Tierra hasta su superficie, y lo hace fundamentalmente mediante convección y conducción. La *convección* transfiere calor a través del movimiento del material. La *conducción* transfiere calor por colisiones entre átomos o por los movimientos de los electrones. La convección es muy importante dentro del manto y del núcleo externo de la Tierra, mientras que la conducción es más importante en el núcleo interno, la litosfera y la capa D′′. Dentro de la astenosfera y la base de D′′, la temperatura está lo suficientemente cerca del punto de fusión como para que se produzca algo de fusión parcial y la roca sea lo suficientemente débil como para fluir con más facilidad que en ningún otro lado del manto.
- La rotación hace que la forma de la Tierra adopte el aspecto de un *elipsoide oblato,* lo que significa que el ecuador sobresale ligeramente. La combinación de la rotación terrestre y su forma elipsoide hace que la gravedad varíe ligeramente desde el ecuador hacia los polos. La gravedad también varía alrededor de la superficie terrestre debido a la presencia de rocas de diferentes densidades.
- A partir de grandes números de registros sísmicos se obtienen imágenes tridimensionales de variaciones de la estructura dentro del manto utilizando

tomografía sísmica. Estas imágenes muestran la litosfera oceánica fría en subducción hundiéndose en la base del manto y grandes superplumas de roca caliente ascendiendo desde el límite núcleo-manto. Los movimientos son prueba de que se produce convección en todo el manto.

- La convección del hierro líquido en el núcleo externo crea una *geodinamo* magnética, que es responsable del campo magnético de la Tierra. La convección adopta la forma de cilindros en espiral que se alinean con el eje de rotación de la Tierra. El campo magnético es fundamentalmente dipolar; es decir, se parece al campo de un imán de barra o electroimán. Los patrones de convección en el núcleo externo cambian con la suficiente rapidez como para que el campo magnético varíe notablemente a lo largo de nuestras vidas.
- El campo magnético se invierte aleatoriamente, intercambiándose las posiciones de los polos norte y sur. Una inversión dura solo unos pocos miles de años e implica una disminución significativa en la fuerza del campo dipolar. Esto es importante porque el campo magnético crea una magnetosfera alrededor de la Tierra que protege nuestro planeta de gran parte del viento solar procedente del Sol que, de lo contrario, lo bombardearía. Si la magnetosfera se debilitase, la vida sobre la tierra se vería adversamente afectada.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

astenosfera, 388
capa D′′, 389
conducción, 393
convección, 392
corteza, 385
geodinamo, 399
gradiente geotérmico o geoterma, 394
litosfera, 388
manto, 388
manto inferior, 388
manto litosférico, 388
manto superior, 388
moho, 386
núcleo, 390
núcleo externo, 389
núcleo interno, 390
tomografía sísmica, 397
viscosidad, 393
zona de transición, 388

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué papel desempeña la gravedad en la distribución en capas de los planetas?
2. ¿Cuáles son las dos principales razones del aumento de la densidad con la profundidad dentro del manto de la Tierra?
3. ¿Por qué la sismología es responsable de que los precios de la gasolina sean más asequibles de lo que serían sin ella?
4. Enumere tres formas mediante las cuales se diferencia la corteza oceánica de la corteza continental. ¿Dónde se encuentra la corteza más espesa? ¿Y la más fina?
5. ¿Cuál es la importancia de determinar la distancia *transversal*? (*Véase* Figura 12.8)
6. ¿Por qué las ondas S «nos dicen» que el manto es un sólido?
7. Si hubiera gran cantidad de agua en el manto terrestre, ¿en qué capa se encontraría con mayor probabilidad?
8. ¿Qué cambios de fase mineral se producen en la zona superficial y en el fondo de la zona de transición?
9. ¿Qué capa de la Tierra tiene un mayor volumen?
10. ¿En qué se parece la capa D′′ a la litosfera?
11. Verdadero o falso: ninguna onda sísmica llega a la *zona de sombra*. Explíquelo.
12. ¿Por qué el núcleo terrestre es una sexta parte del volumen de la Tierra, pero un tercio de su masa?
13. Describa cómo aumenta de tamaño el núcleo interno de la Tierra.
14. ¿Por qué no se distribuye uniformemente el flujo de calor desde la superficie terrestre?
15. Describa las fuentes de calor que hicieron que la Tierra estuviera muy caliente al principio de su historia.
16. ¿Qué impide que la Tierra sea una esfera fría y sin movimiento de roca y metal totalmente sólidos?
17. Distinga entre conducción y convección.
18. ¿Por qué la convección es un medio ineficaz de transferencia de calor en materiales con gran viscosidad?
19. ¿Por qué la conducción es más importante que la convección en el interior de la corteza terrestre?
20. ¿Qué le ocurre a la roca a medida que la geotermia se aproxima a su temperatura de fusión?
21. ¿Qué le ocurre a la roca en regiones donde la geotermia supera las curvas del punto de fusión?
22. ¿Por qué a las placas tectónicas les costaría moverse si no fuera por la existencia de la astenosfera?
23. ¿Por qué la litosfera es más rígida que la astenosfera?

24. Hubo una época en que la Tierra giraba mucho más deprisa de lo que lo hace en la actualidad. ¿En qué medida habría sido diferente la forma de la Tierra en el pasado?
25. Cabría esperar encontrar una gran capa de mena de hierro debajo de la superficie en una región con una anomalía activa o negativa de la gravedad. Explíquelo.
26. ¿Por qué la dorsal centroatlántica aparece como una anomalía de velocidad sísmica lenta en la Figura 12.20?
27. ¿Cuáles son las tres fuerzas impulsoras de la convección en el núcleo externo?
28. ¿Qué ocurre durante una inversión magnética?
29. ¿Por qué una inversión magnética podría ser peligrosa para los humanos?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 13

Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico

El océano es la mayor estructura de la Tierra y cubre más del 70 por ciento de la superficie de nuestro planeta. Sin embargo, antes de los años 40, la información sobre el fondo oceánico era muy limitada. Recordemos que la hipótesis de la deriva continental de Wegener fue rechazada inicialmente por la comunidad científica, debido en parte a los pocos conocimientos que se tenían del fondo oceánico. Hasta el siglo XX, los investigadores utilizaron cuerdas lastradas para medir la profundidad acuática. En el agua profunda, la realización de estas mediciones de la profundidad, o sondeos, se prolongaba durante horas y podía ser muy imprecisa.

Con el desarrollo de nuevas herramientas nuestro conocimiento acerca de la variada topografía del fondo oceánico aumentó rápidamente. Uno de los descubrimientos más interesantes fue el sistema global de dorsales oceánicas. Esta gran estructura elevada, que se sitúa entre 2 y 3 km por encima de las cuencas oceánicas profundas adyacentes, es la estructura topográfica más larga de la Tierra.

En la actualidad sabemos que las dorsales marcan los bordes divergentes o constructivos de las placas, donde se origina la nueva litosfera oceánica. En estudios oceanográficos también se han descubierto fosas oceánicas profundas donde la litosfera oceánica se subduce hacia el manto. Dado que el proceso de la tectónica de placas crea corteza oceánica en las dorsales centro oceánicas y la consume en las zonas de subducción, la corteza oceánica está renovándose y reciclándose de una manera continua.

En este capítulo, examinaremos la topografía del fondo oceánico y observaremos los procesos que producen sus diversas estructuras. También aprenderemos algo de la composición, la estructura y el origen de la corteza oceánica. Además, examinaremos los procesos que reciclan la litosfera oceánica y consideraremos cómo esta actividad hace que las masas continentales terrestres migren por la superficie del planeta.

UNA IMAGEN EMERGENTE DEL FONDO OCEÁNICO

DIVERGENT BOUDARIES
▸ Mapping the Ocean Floor

Si se drenara toda el agua de las cuencas oceánicas, aparecería en los fondos oceánicos una gran variedad de relieves: grandes picos volcánicos, fosas profundas, altiplanos extensos, cadenas montañosas lineales y grandes llanuras. De hecho, el escenario sería casi tan diverso como el que se observa en los continentes.

Cartografía del fondo oceánico

La variada topografía del fondo oceánico no se reconoció por primera vez hasta el histórico viaje del H. M. S. Challenger, que duró tres años y medio (Figura 13.1). Desde diciembre de 1872 hasta mayo de 1876, la expedición Challenger hizo el primer estudio exhaustivo del océano global que se había intentado. El viaje, que abarcó 127.500 km, llevó el barco y a su tripulación de científicos por todos los océanos, excepto el Ártico. Durante todo el viaje, se obtuvieron muestras de las propiedades oceánicas, de las aguas profundas, entre otras, mediante el laborioso trabajo de lanzar por la borda una cuerda lastrada. El conocimiento adquirido por Challenger sobre las grandes profundidades oceánicas y su variada topografía se amplió mediante la colocación de cables telegráficos transatlánticos. Con el desarrollo de instrumentos modernos para medir las profundidades oceánicas se adquirió un mejor conocimiento del fondo oceánico. La **batimetría** (*bathos* = profundidad; *metry*= medida) es la medición de las profundidades oceánicas y el reconocimiento de la forma o la topografía del fondo oceánico.

Técnicas batimétricas modernas

En la actualidad se utiliza la energía sónica para medir las profundidades acuáticas. El procedimiento básico utiliza el **sonar**, acrónimo de *sound navigation* and *ranging* (navegación sónica y medición de distancias). Los primeros aparatos que utilizaron el sonido para medir la profundidad acuática, denominados **ecosondas**, se desarrollaron a principios del siglo XX. Los sónares funcionan transmitiendo una onda sonora (llamada silbido de sonar) al agua para producir un eco cuando esta rebote contra algún objeto, como un gran organismo marino o el fondo oceánico (Figura 13.2A). Un receptor sensible intercepta el eco reflejado desde el fondo, y un reloj mide con precisión el tiempo transcurrido en fracciones de segundo. Conociendo la velocidad de desplazamiento de las ondas sonoras en el agua (unos 1.500 m por segundo) y el tiempo necesario para que un pulso de energía alcance el fondo oceánico y vuelva, puede establecerse la profundidad. Las profundidades determinadas mediante el control continuo de estos ecos permiten obtener un perfil continuo del fondo oceánico. Mediante la laboriosa combinación de los perfiles, se ha obtenido un mapa del fondo oceánico.

Después de la II Guerra Mundial, la marina estadounidense desarrolló el *sonar lateral* para buscar las minas y otros explosivos que hubieran sido colocados en las rutas de navegación (Figura 13.2B). Los instrumentos en

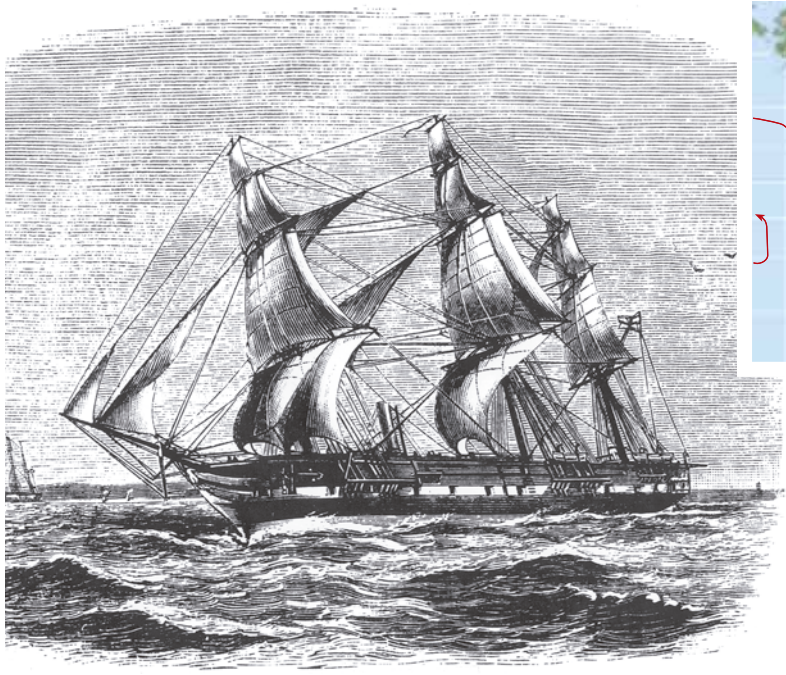


FIGURA 13.1. Las primeras mediciones batimétricas sistemáticas del océano fueron realizadas desde el HMS *Challenger* durante su viaje histórico que duró tres años y medio. En el mapa de situación se puede ver la ruta del HMS *Challenge*, que partió de Inglaterra en diciembre de 1872 y volvió en mayo de 1876. (De C. W. Thompson y Sir John Murray, *Report on the cientific Results of the oyage of the H Challenger*, Vol. 1, Great Britain: Challenger Office, 1895, Plate 1. Library of Congress).

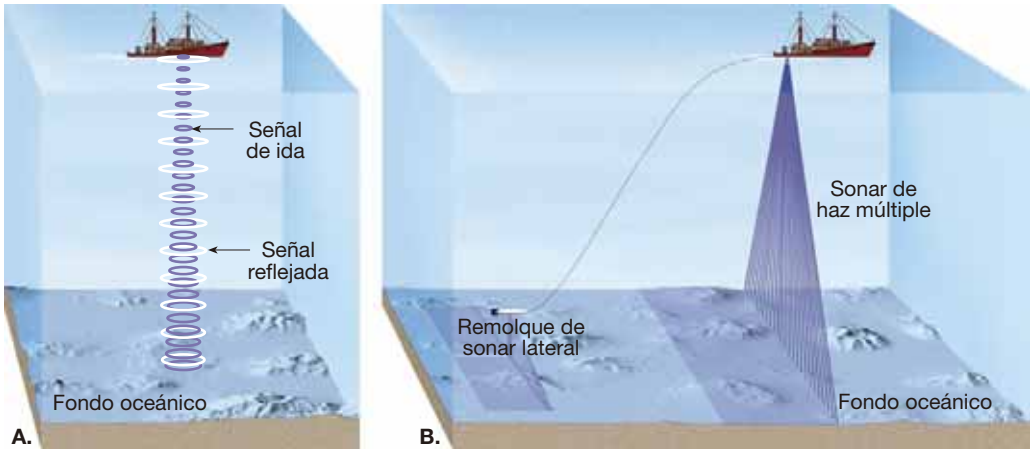


FIGURA 13.2. Varios tipos de sonar. **A.** Una ecosonda determina la profundidad del agua midiendo el tiempo que una onda acústica tarda en ir desde el barco al fondo del mar y volver. La velocidad del sonido en el agua es de 1.500 m/s. Por consiguiente, profundidad = 1/2 (1.500 m/s tiempo de viaje del eco. **B.** En la actualidad el sonar de haz múltiple y el sonar lateral obtienen una «imagen» de una banda estrecha del fondo oceánico cada pocos segundos.

forma de torpedo pueden remolcarse detrás del barco, donde emiten una señal de sonido que se extiende a ambos lados de la estela del barco. Mediante la combinación de las bandas de datos del sonar lateral, los investigadores produjeron las primeras imágenes fotográficas del fondo oceánico. Aunque el sonar lateral proporciona vistas valiosas del fondo oceánico, no proporciona datos batimétricos (de la profundidad acuática).

Este problema no se presenta con los instrumentos *de haz múltiple de alta resolución* que se desarrollaron durante los años 90. Estos sistemas utilizan fuentes sónicas montadas en el casco que emiten una señal de sonido, luego registran las reflexiones procedentes del fondo oceánico mediante una serie de receptores estrechamente enfocados y orientados en diferentes ángulos. Por tanto, en vez de obtener la profundidad de un solo punto cada pocos segundos, esta técnica hace posible que un buque de sondeo cartografíe las estructuras del fondo oceánico a lo largo de una banda de decenas de kilómetros de ancho (Figura 13.3). Además, estos sistemas pueden recoger datos batimétricos de una resolución tan alta que pueden distinguir profundidades que difieren en menos de un metro. Cuando un barco utiliza un sonar de haz múltiple para cartografiar una sección de fondo oceánico, se desplaza por la zona según un modelo de ida y vuelta regularmente espaciado conocido con el nombre bastante adecuado de «cortadora de césped».

A pesar de su mayor eficacia y resolución, los buques de investigación equipados con sonar de haz múltiple se desplazan tan solo a 10-20 km por hora. Serían al menos necesarios cien buques pertrechados con este equipo, y tardarían centenares de años para cartografiar todo el fondo oceánico. Eso explica por qué solo se ha cartografiado con detalle aproximadamente el 5 por ciento del fondo oceánico y por qué todavía no se han cartografiado con sonar extensas zonas del mismo.

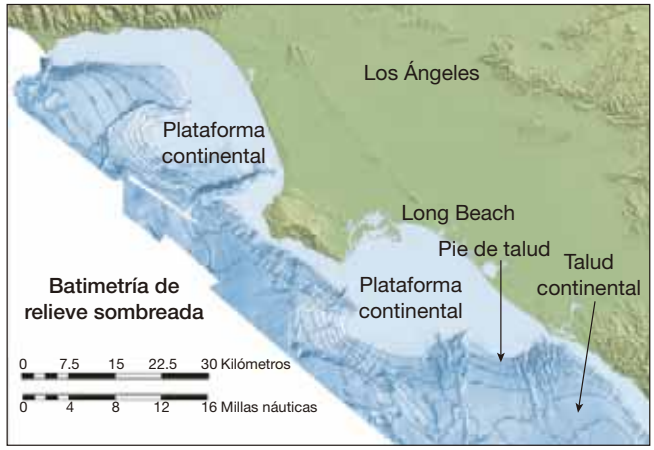
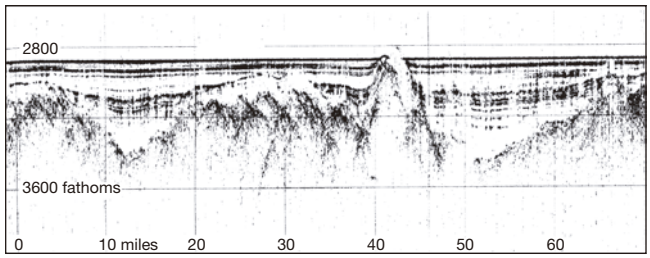


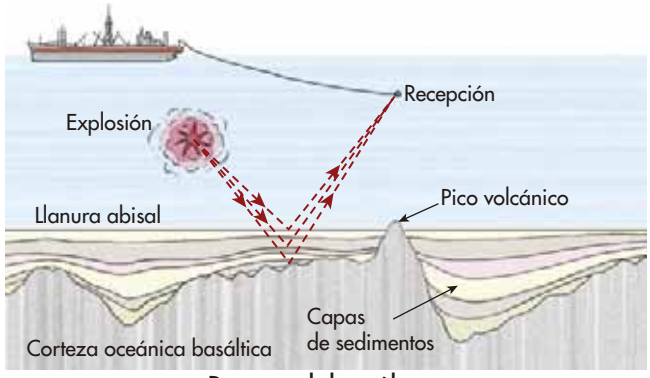
FIGURA 13.3. Mapa coloreado de perspectiva del fondo oceánico y las formas litorales en la zona de Los Ángeles de California. La porción de fondo oceánico de este mapa se construyó a partir de datos recogidos mediante un sistema de cartografiado de alta resolución (U. S. Geological Survey).

Perfiles de reflexión sísmica

Los geólogos marinos también están interesados en la observación de la estructura rocosa debajo de los sedimentos que cubren la mayor parte del fondo oceánico, lo cual puede llevarse a cabo realizando un **perfil de reflexión sísmica**. Para construir un perfil de este tipo, se producen sonidos de baja frecuencia a través de las explosiones (cargas de profundidad) de pistolas de aire. Estas ondas sónicas penetran debajo del fondo oceánico y reflejan los contactos entre las capas rocosas y las zonas de falla, de la misma manera que el sonar refleja el fondo del mar. En la Figura 13.4 se muestra un perfil sísmico de una porción de la llanura abisal de Madeira, en el Atlántico oriental. Aunque el fondo oceánico es plano, puede observarse la corteza oceánica irregular enterrada bajo una gruesa acumulación de sedimentos.



Perfil de reflejo sísmico



Boceto del geólogo

FIGURA 13.4. Sección transversal sísmica y boceto correspondiente a través de una porción de la llanura abisal de Madeira en el océano Atlántico oriental, que muestra la corteza oceánica irregular enterrada por los sedimentos (Imagen cortesía de Charles Hollister, Woods Hole Oceanographic Institution).

Observación del fondo oceánico desde el espacio

Otro avance tecnológico importante que ha conllevado un mayor conocimiento del fondo oceánico implica la medición de la forma de la superficie del océano global desde el espacio. Después de compensar el oleaje, las mareas, las corrientes y los efectos atmosféricos, se descubrió que la superficie del agua no es perfectamente «plana». Eso se debe al hecho que la gravedad atrae el agua hacia las regiones donde se encuentran las estructuras masivas del fondo oceánico. Por consiguiente, las montañas y las dorsales producen zonas elevadas en la superficie oceánica y, por el contrario, los cañones y las fosas provocan ligeras depresiones. Los satélites equipados con *altímetros radar* pueden medir estas diferencias sutiles haciendo rebotar microondas en la superficie marina (Figura 13.5). Estos aparatos pueden medir variaciones tan pequeñas como de unos pocos centímetros. Estos datos han añadido mucho al conocimiento de la topografía del fondo oceánico. Cruzados con las mediciones de la profundidad realizadas tradicionalmente con sonar, estos datos se utilizan para realizar mapas detallados del fondo oceánico, como el de la Figura 1.21 (págs. 30-31).

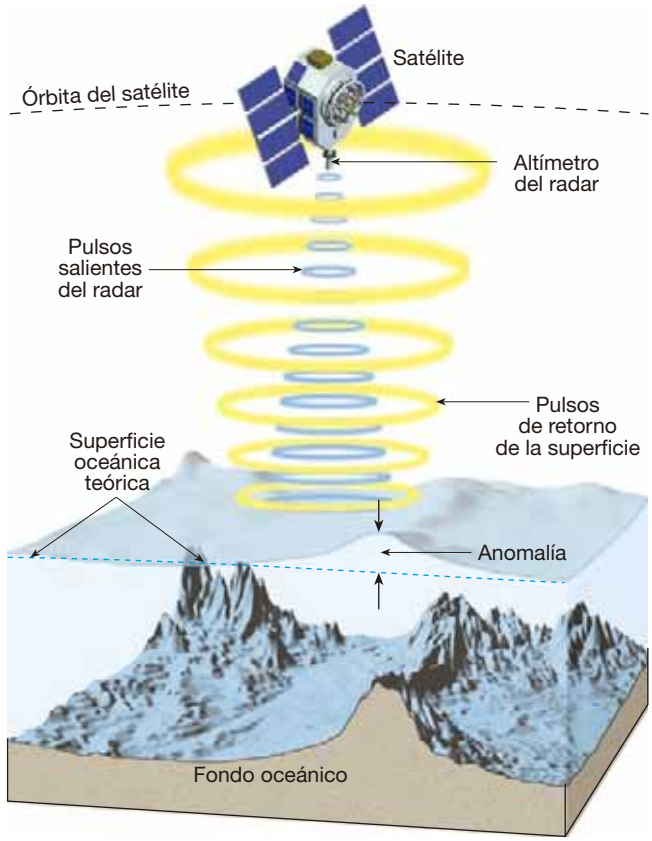


FIGURA 13.5. Un altímetro de satélite mide la variación en la elevación de la superficie marina, provocada por la atracción gravitacional, e imita la forma del fondo oceánico. La anomalía de la superficie marina es la diferencia entre la superficie oceánica medida y la teórica.

Provincias del fondo oceánico

Los oceanógrafos que estudian la topografía del fondo oceánico han establecido tres unidades principales: *márgenes continentales, cuencas oceánicas profundas* y *dorsales oceánicas (centro oceánicas)*. En el mapa de la Figura 13.6 se esbozan estas provincias para el Atlántico norte y el perfil dibujado a pie de foto muestra la variada topografía. La dimensión vertical de esos perfiles suele estar exagerada muchas veces (cuarenta en este caso) para destacar los rasgos topográficos. Sin embargo, la exageración vertical hace que las pendientes mostradas en el perfil del fondo oceánico parezcan ser *mucho* más empinadas de lo que realmente son.

MÁRGENES CONTINENTALES

GEODE EARTH

DIVERGENT BOUDARIES
▸ Featurs of the Ocean Floor

Se han identificado dos tipos principales de **márgenes continentales**: *pasivos* y *activos*. Los márgenes pasivos se encuentran a lo largo de la mayoría de las áreas costeras

PERFIL PROFESIONAL

Susan DeBari. Una carrera en Geología

Descubrí la Geología el verano en el que trabajé haciendo el mantenimiento de sendas en las montañas Cascade septentrionales del estado de Washington. Había acabado mi primer año en la universidad y nunca antes había estudiado Ciencias de la Tierra. Pero un compañero de trabajo (ahora mi mejor amigo) empezó a describir las estructuras geológicas de las montañas en las que andábamos: la clásica forma de cono del volcán Baker, los valles glaciares en forma de U, el avance de los glaciares activos, y otras maravillas. Me enganchó y ese otoño regresé a la universidad con una pasión por la Geología que no ha menguado. Como estudiante trabajé de asistente de campo para un estudiante de posgrado y realicé un proyecto de tesis sobre las rocas del arco insular de las Aleutianas. Desde el primer momento, investigar los arcos insulares ha sido mi mayor interés, hasta la investigación doctoral en la Universidad de Stanford, el trabajo posdoctoral en la Universidad del Estado de San José y en la Universidad del Oeste de Washington. Mi mayor atención se centraba en la corteza profunda de los arcos, el material que se encuentra cerca de la discontinuidad de Mohorovicic (cariñosamente llamada Moho).

Me enganchó y ese oto o regresé a la universidad con una pasión por la Geología que no ha menguado.

¿Qué tipos de procesos suceden allá abajo, en la base de la corteza de los arcos insulares? ¿Cuál es el origen de los magmas que se abren camino hacia la superficie: el manto o la propia corteza profunda? ¿Cómo interactúan estos magmas con la corteza a medida que avanzan hacia la superficie? ¿Qué aspecto químico tienen estos primeros magmas? ¿Son muy distintos de los que han hecho erupción en la superficie?

Evidentemente, los geólogos no pueden descender a la base de la corteza (típicamente de 20 a 40 km por debajo de la superficie terrestre). Y lo que hacen tiene algo de jugar a detectives. Deben utilizar las rocas que *ahora están expuestas en la superficie* que se formaron originalmente en la corteza profunda de un arco insular. Las rocas deben haber sido transportadas a la superficie rápidamente a lo largo de zonas de falla para conservar sus rasgos originales. Por tanto, ¡puedo andar sobre las rocas de la corteza profunda sin dejar la superficie terrestre! Hay unos pocos lugares en el mundo en el que estas extrañas rocas están expuestas. Algunos de los lugares en los que he trabajado son: las montañas Chugach de Alaska, las Sierras Pampeanas de Argentina, la cordillera Karakorum de Pakistán, la costa occidental de la isla de Vancouver y la cordillera Cascade septentrional de Washington. En la mayoría de ocasiones, el trabajo de campo ha supuesto ir a pie, junto con el amplio uso de mulas y camiones.

FIGURA 13.A. Susan DeBari fotografiada con el sumergible japonés Shinkai 6.500, que utilizó para recoger muestras de rocas de la fosa de Izu Bonin (Foto cortesía de Susan DeBari).

También busqué fragmentos expuestos de la corteza profunda de los arcos insulares en un lugar menos evidente, en una de las fosas oceánicas más profundas del mundo: la fosa de Izu Bonin (Figura 13.A). Ahí me sumergí en el océano en un sumergible llamado *hin ai* . (que aparece a mi derecha al fondo de la imagen). El *hin ai* . es un sumergible japonés con la capacidad de sumergirse a 6.500 m por debajo de la superficie oceánica. Mi plan era tomar muestras de rocas de la pared de la fosa en sus niveles más profundos mediante el brazo mecánico del sumergible. Puesto que los datos preliminares sugerían que había grandes cantidades de rocas expuestas a lo largo de varios kilómetros en sentido vertical, podía ser una buena manera de tomar muestras del basamento profundo del arco. Me sumergí tres veces, alcanzando una profundidad máxima de 6.497 m. Cada inmersión duró nueve horas, que pasé en un espacio no mayor que el asiento delantero de una Honda, compartido con dos de los pilotos japoneses que controlaban los movimientos del sumergible. ¡Fue una experiencia estimulante!

Cada inmersión duró nueve horas, que pasé en un espacio no mayor que el asiento delantero de una Honda, compartido con dos de los pilotos japoneses

Ahora estoy en la facultad de la Universidad del Oeste de Washington, donde continúo investigando las raíces profundas de los arcos volcánicos y también implico a los estudiantes. También intervengo en la formación en educación científica de profesores de K-12, y ¡espero motivar a los jóvenes para que pregunten sobre el fascinante mundo que les rodea!

Susan DeBari

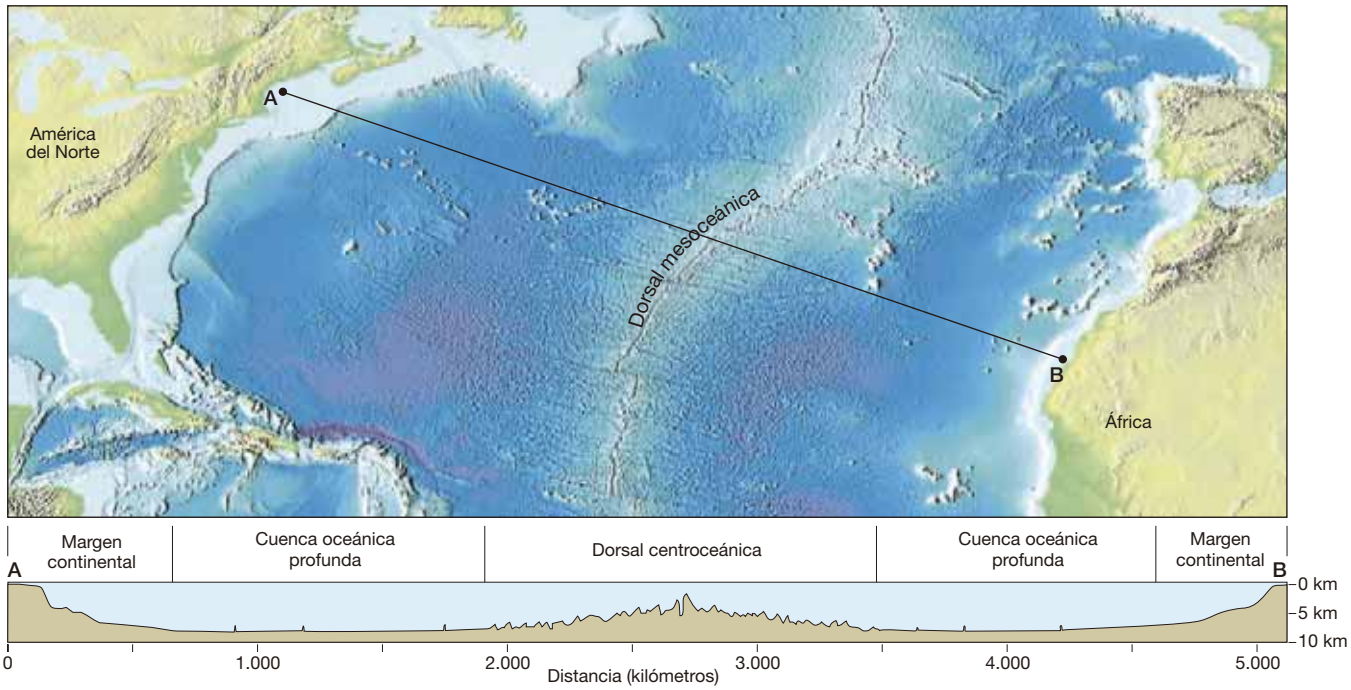


FIGURA 13.6. Principales divisiones topográficas del Atlántico norte y perfil topográfico desde Nueva Inglaterra hasta la costa de África del Norte.

que rodean el océano Atlántico y el Índico, entre ellas las costas orientales del norte y el sur de América, así como las áreas costeras de Europa y África. Los márgenes pasivos están formados por corteza continental cubierta por materiales erosionados de las masas de tierra adyacentes.

Por el contrario, los márgenes continentales activos aparecen allí donde la litosfera oceánica subduce debajo del borde de un continente. El resultado es un margen relativamente estrecho, constituido por sedimentos muy deformados que fueron arrancados de la placa litosférica descendente. Los márgenes continentales activos son comunes alrededor del borde del Pacífico, donde son paralelos a las fosas submarinas.

Márgenes continentales pasivos

El **margen continental pasivo** consiste en la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud (Figura 13.7).

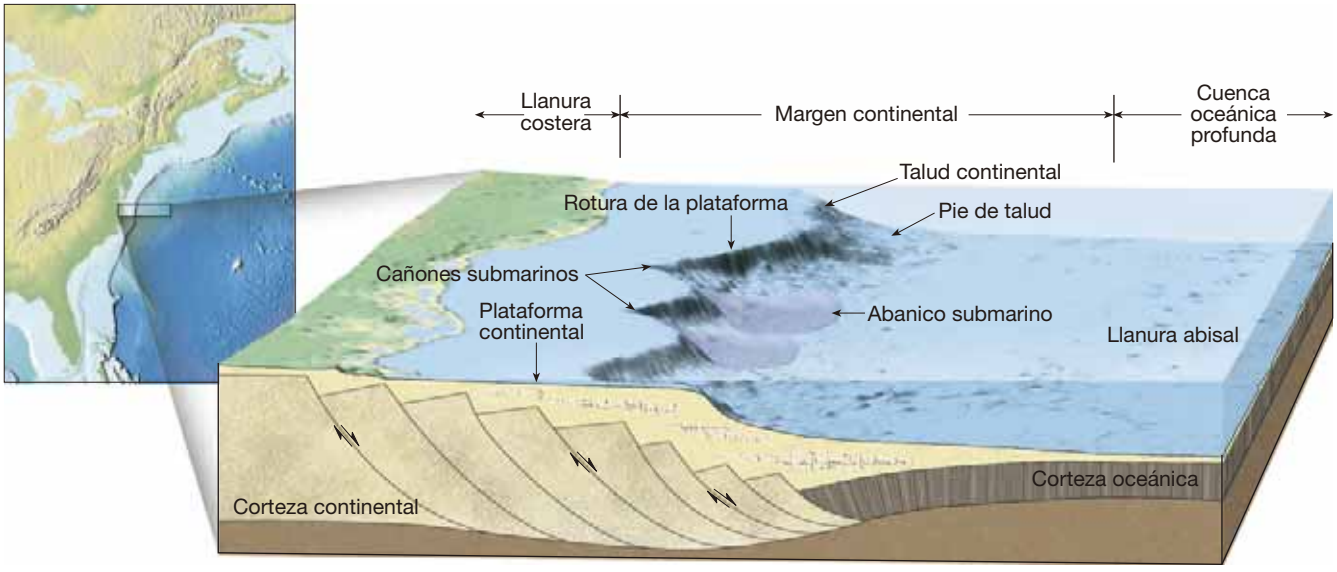


FIGURA 13.7. Vista esquemática que muestra las provincias de un margen continental pasivo. Obsérvese que las pendientes mostradas para la plataforma continental y el talud continental están muy exageradas. La plataforma continental tiene una pendiente media de una décima parte de 1 grado, mientras que el talud continental tiene una pendiente media de unos 5 grados.

Plataforma continental

La **plataforma continental** es una superficie sumergida, suavemente inclinada, que se extiende desde la línea de costa hacia el borde de las cuencas oceánicas profundas. Dado que está sobre la corteza continental, se trata claramente de una extensión inundada de los continentes.

La anchura de la plataforma varía mucho. Aunque es casi inexistente en los bordes de algunos continentes, la plataforma se extiende mar adentro más de 1.500 km a lo largo de otros. Como media, la plataforma continental tiene 80 km de ancho y 130 m de profundidad en su borde orientado hacia el mar adentro. La inclinación media de la plataforma continental es solo de una décima parte de 1 grado. La pendiente es tan ligera que a un observador le parecería una superficie horizontal.

Aunque la plataforma continental carece prácticamente de estructuras, algunas áreas están recubiertas por extensos depósitos glaciares y, por tanto, son bastante escarpadas. Además, algunas plataformas continentales están divididas por grandes valles que van desde la línea de costa hasta aguas profundas. Muchos de esos *valles de plataforma* son las extensiones mar adentro de los valles fluviales de las masas de tierra adyacentes. Según parece, esos valles fueron excavados durante el último Periodo glacial (Pleistoceno). Durante ese momento, se acumularon grandes cantidades de agua en enormes glaciares de casquete sobre los continentes, lo que produjo la disminución del nivel del mar en 100 m. Debido a esta disminución del nivel del mar, los ríos alargaron sus cursos, y las plantas y los animales terrestres poblaron las partes recién descubiertas de los continentes. El dragado de la costa oriental de América del Norte ha permitido obtener restos de numerosos herbívoros, entre ellos mamuts, mastodontes y caballos, que se añaden a las pruebas de que partes de las plataformas continentales estuvieron en alguna ocasión por encima del nivel del mar.

FIGURA 13.8. Torres de perforación alejadas de la costa que se emplean para explotar las reservas de petróleo o gas natural de la plataforma continental. Esta plataforma se encuentra en el Mar del Norte (Foto por Peter Bowater/ Photo Researchers Inc.).

Aunque las plataformas continentales representan solo el 7,5 por ciento del área cubierta por los océanos, tienen una gran importancia económica y política, porque contienen importantes yacimientos minerales, así como importantes bancos de peces. Según la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar, todos los países que ratificaron el tratado tenían hasta 2009 para reclamar extensiones de plataforma continental que sobrepasaran las habituales 200 millas náuticas. La extensión no podía superar las 350 millas náuticas de tierra y era necesario presentar evidencias científicas para demostrar que dicho suelo marino era, en efecto, plataforma continental. En 2001 Rusia fue el primer país que presentó una demanda de plataforma continental, sobre todo por las reservas conocidas de petróleo y gas natural. Muchos países han seguido su ejemplo.

Talud continental

Delimitando el borde de la plataforma continental en dirección al mar se encuentra el **talud continental** una estructura relativamente empinada que marca el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica (*véase* Figura 13.6). Aunque la inclinación del talud continental varía mucho de un lugar a otro, su media es de unos 5 grados, y en algunos lugares puede superar los 25 grados. Además, el talud continental es relativamente estrecho, con una anchura media de solo unos 20 km.

Pie de talud

En regiones donde no existen fosas, el talud continental empinado pasa a tener una inclinación más gradual, conocida como **pie de talud** o elevación continental. El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos. Los sedimentos van siendo enviados a la base del talud continental por *corrientes de turbidez* que descienden periódicamente por los *cañones submarinos* (*véase* Figura 7.26, pág. 257). Cuando estas corrientes de lodo surgen de la desembocadura de un cañón en el fondo oceánico relativamente plano, depositan sedimentos que forman un **abanico submarino** (Figura 13.7). A medida que los abanicos de cañones submarinos adyacentes crecen, se unen lateralmente los unos a los otros y generan una cubierta continua de sedimentos en la base del talud continental que denominamos pie de talud.

Márgenes continentales activos

A lo largo de los márgenes continentales activos la plataforma continental, si existe, es muy estrecha y el talud continental desciende abruptamente hacia una fosa submarina. En esta situación, la pared de la fosa del lado continental y el talud continental tienen en esencia la misma estructura. Los **márgenes continentales activos** están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico, en áreas donde la litosfera oceánica subduce por debajo del borde de los continentes (Figura 13.9). En estos lugares, se arrancan sedimentos del fondo oceánico y fragmentos de corteza oceánica procedentes de la placa oceánica descendente, que quedan adosados al borde del continente que cabalga sobre la placa oceánica. Esta acumulación caótica de sedimentos y pedazos deformados de corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (*ad* = hacia; *crescere* = crecer). La subducción prolongada puede producir una gran acumulación de sedimentos a lo largo de los márgenes continentales activos.

En algunos márgenes activos hay poca o ninguna acumulación de sedimentos, lo que indica que los sedimentos oceánicos están siendo transportados hacia el manto junto con la placa subducida. Esto suele ocurrir cuando la litosfera oceánica antigua está subduciendo en una posición casi vertical hacia el interior del manto. En estos puntos, el margen continental es muy estrecho, pues la fosa puede encontrarse a tan solo 50 km de la costa.

CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS PROFUNDAS

GEODE EARTH

DIVERGENT BOUDARIES
▸ Featurs of the Ocean Floor

Entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas se encuentran las **cuencas oceánicas profundas** (*véase* Figura 13.6). El tamaño de esta región (casi el 30 por ciento de la superficie terrestre) es aproximadamente comparable al porcentaje de la superficie que está por encima del nivel del mar. En esta zona existen regiones notablemente planas, conocidas como *llanuras abisales;* picos volcánicos elevados, llamados *montes submarinos* y *guyots;* y grandes provincias basálticas de inundación llamadas *mesetas oceánicas.*

Fosas submarinas

Las **fosas submarinas** son franjas largas y relativamente estrechas, que constituyen las partes más profundas del océano (Tabla 13.1). La mayoría de las fosas están localizadas a lo largo de los bordes del océano Pacífico (Figura 13.10), donde muchas superan los 10 km de profundidad. Una porción de una fosa, la Challenger Deep, en la fosa de las Marianas, se ha medido a 11.022 m por debajo del nivel del mar, lo cual la convierte en la parte conocida del océano mundial más profunda. Hay dos fosas en el océano Atlántico: la fosa de Puerto Rico, adyacente al arco de las Antillas Menores, y la fosa de las Sandwich del Sur.

Tabla 13.1. Dimensiones de algunas fosas oceánicas.

Fosa	Profundidad (ilómetros)	Anchura media (ilómetros)	Longitud (ilómetros)
Aleutianas	7,7	50	3.700
Japón	6,7	40	2.800
Java	8,4	100	800
Kuriles-Kamchatka	7,5	80	4.500
Marianas	10,5	120	2.200
América Central	11,0	70	2.550
Perú-Chile	8,1	100	5.900
Filipinas	10,5	60	1.400
Puerto Rico	8,4	120	1.550
Sándwich del Sur	8,4	90	1.450
Tonga	10,8	55	1.400

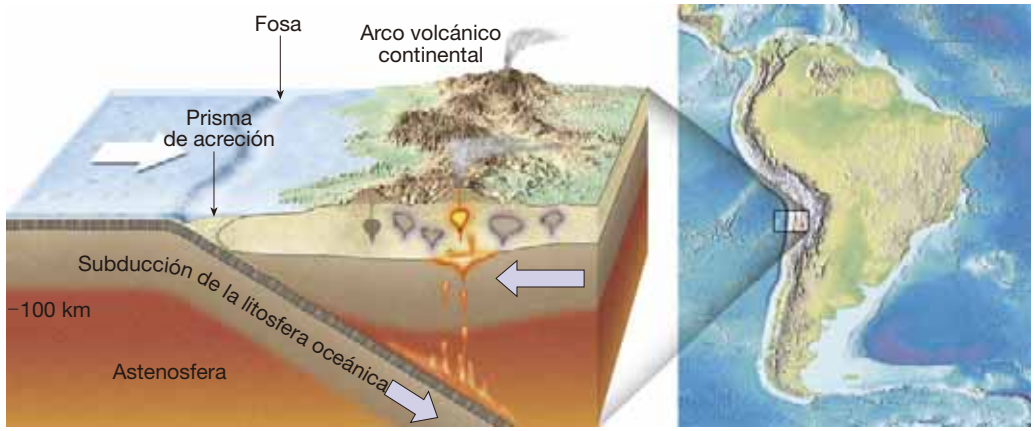


FIGURA 13.9. Margen continental activo, en el que los sedimentos del fondo oceánico son arrancados de la placa descendente y añadidos a la corteza continental como un prisma de acreción.

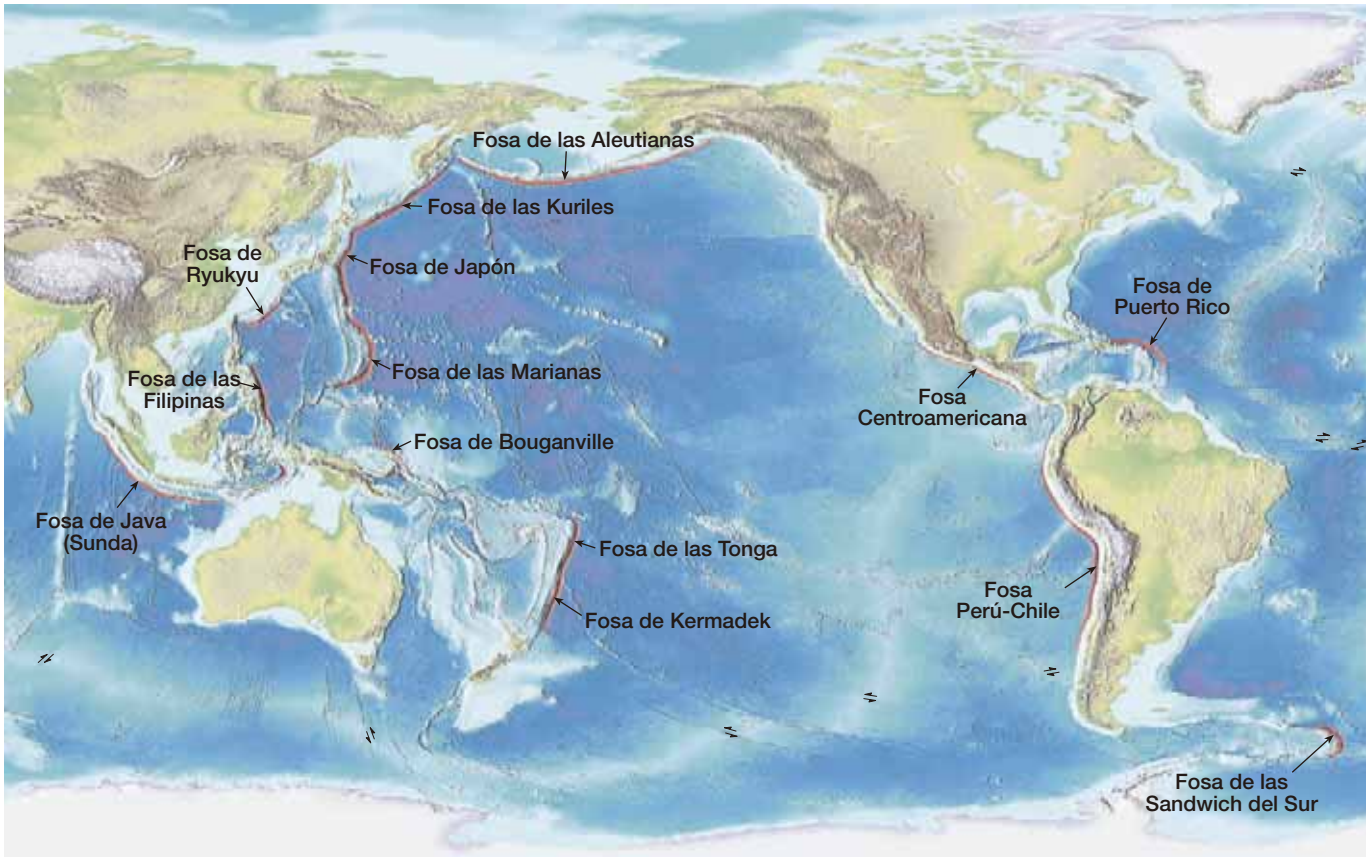


FIGURA 13.10. Distribución de las fosas oceánicas profundas del mundo.

A veces los alumnos preguntan...

¿Los seres humanos han explorado alguna vez las fosas oceánicas más profundas? ¿Puede haber vida en ellas?

De hecho, los seres humanos visitaron la parte más profunda de los océanos (donde hay una presión terriblemente elevada, oscuridad completa y temperaturas acuáticas cercanas a la congelación) ¡hace más de 50 años! En enero de 1960, el teniente Don Walsh de la marina estadounidense y el explorador Jacques Piccard descendieron al fondo de la región Challenger Deep de la fosa de las Marianas en el batiscafo *Trieste*. A 9.906 m, oyeron un fuerte ruido de agrietamiento que sacudió la cabina. Fueron incapaces de ver que un puerto de visión de Plexiglas de 7,6 cm se había agrietado (milagrosamente, resistió durante el resto de la inmersión). Más de cinco horas después de abandonar la superficie, alcanzaron el fondo a 10.912 m, una profundidad record del descenso humano que no se ha batido desde entonces. Sí vieron algunas formas de vida que se han adaptado a las profundidades: un pequeño pez plano, una gamba y alguna medusa.

Las fosas son puntos de convergencia de placas donde las placas litosféricas subducen y se hunden de vuelta hacia el manto. Además de los terremotos, creados cuando una placa «roza» otra, también la actividad volcánica está asociada a esas regiones. Por tanto, suele haber una hilera en forma de arco de volcanes activos, denominada *arco de islas volcánicas*, paralela a las fosas. Además, los *arcos volcánicos continentales*, como los que constituyen parte de los Andes y la cordillera Cascade, son paralelos a las fosas que se encuentran adyacentes a los márgenes continentales. La gran cantidad de fosas y la actividad volcánica asociada a lo largo de los bordes del océano Pacífico explica por qué la región se conoce como el *Anillo de Fuego*.

Llanuras abisales

Las **llanuras abisales** (*a* = sin; *byssus* = parte inferior) son estructuras profundas increíblemente planas; de hecho, es probable que esas regiones sean los lugares más horizontales de la Tierra. La llanura abisal situada cerca de la costa de Argentina, por ejemplo, tiene un relieve inferior a 3 m a lo largo de una distancia superior a 1.300 km. La monótona topografía de las llanuras abisales está interrumpida ocasionalmente por la cima de una estructura volcánica parcialmente enterrada.

Utilizando *métodos de prospección sísmica*, los investigadores han determinado que las llanuras abisales deben su topografía, relativamente carente de rasgos, a las grandes acumulaciones de sedimentos que se han enterrado en el fondo oceánico por lo demás escarpado

(*véase* Figura 13.4). La naturaleza de los sedimentos indica que esas llanuras consisten fundamentalmente en sedimentos transportados al mar por las corrientes de turbidez, depósitos que han precipitado fuera del agua marina y caparazones y esqueletos de organismos marinos microscópicos.

Las llanuras abisales se encuentran en todos los océanos. Sin embargo, el océano Atlántico tiene las llanuras abisales más extensas porque tiene pocas fosas que actúen como trampas para el sedimento transportado hasta el talud continental.

Montes submarinos, guyots y mesetas oceánicas

Los fondos oceánicos están salpicados de volcanes submarinos denominados **montes submarinos**, que pueden elevarse centenares de metros por encima de la topografía circundante. Se ha calculado que hay más de un millón de montes submarinos. Algunos se hacen lo suficientemente grandes como para formar islas oceánicas, pero la mayoría no tiene una historia de erupciones tan larga como para construir una estructura por encima del nivel del mar. Aunque se han encontrado en todos los océanos, el mayor número se ha identificado en el Pacífico.

Algunos, como la cadena de montes submarinos de Hawái-Emperador en el océano Pacífico, que se extiende desde las islas Hawái hasta la fosa de las Aleutianas, se forman encima de un punto caliente volcánico asociado con una pluma del manto (*véase* Figura 2.29, pág. 74). Otras nacen cerca de las dorsales oceánicas. Si el volcán crece lo suficiente antes de que el movimiento de las placas lo aleje de la fuente magmática, la estructura emerge en forma de isla. Ejemplos de islas volcánicas en el Atlántico son las Azores, Ascensión, Tristán da Cunha y Santa Elena.

Durante la época en la que existen como islas, algunos de esos volcanes son erosionados hasta alcanzar casi el nivel del mar por la acción de la meteorización y la erosión. A lo largo de un periodo de millones de años, las islas se van hundiendo y desaparecen bajo la superficie del agua de una manera gradual a medida que el movimiento de las placas las van separando lentamente de la dorsal oceánica o el punto caliente donde se originaron (*véase* Recuadro 13.1). Esos montes submarinos sumergidos de cúspide plana, se denominan **guyots**[1] o **picos submarinos.**

El fondo oceánico también tiene varias **mesetas oceánicas** grandes, que se parecen a las provincias basálticas de inundación que se hallan en los continentes. Las mesetas oceánicas, que en algunos casos tienen más de 30 km de espesor, se formaron a partir de grandes expulsiones de lavas basálticas. Parece que algunas mesetas oceánicas se formaron con rapidez en términos geológicos. Algunos ejemplos son las llanuras de Ontong Java que se formaron en menos de tres millones de años y la llanura Kerguelen en 4,5 millones de años (Figura 13.11).

ANATOMÍA DE LA DORSAL OCEÁNICA

DIVERGENT BOUDARIES

▸ Oceanic Ridges and Seafloor Sreading

A lo largo de los bordes divergentes de placa bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una prominencia denominada **dorsal oceánica** o **dorsal centro oceánica**. Nuestro conocimiento del sistema de dorsales oceánicas procede de los sondeos realizados en el fondo oceánico, las muestras obtenidas de la perforación profunda, la inspección visual mediante sumergibles de inmersión profunda (Figura 13.12), e incluso la inspección de primera mano de capas del fondo oceánico que

[1] El término *guyot* se tomó del primer profesor de Geología de la Universidad de Princeton.

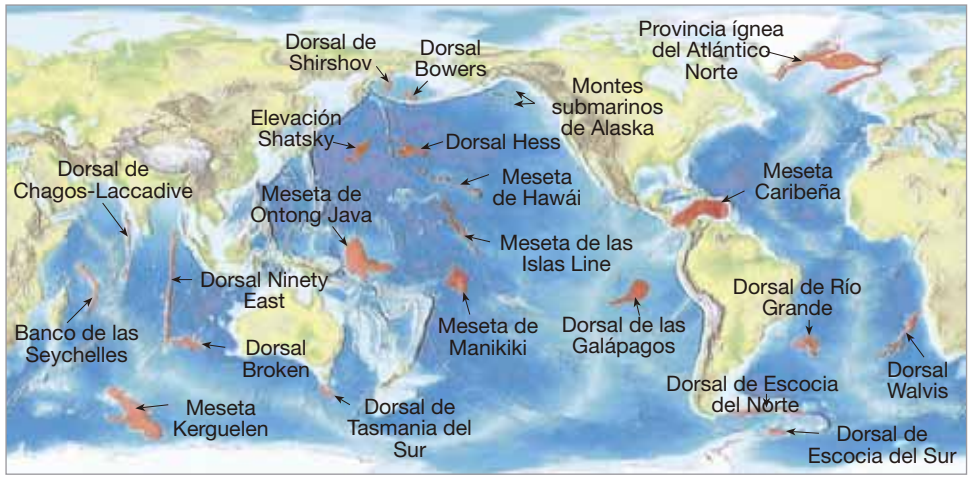


FIGURA 13.11. Distribución de las mesetas oceánicas, rastros de los puntos calientes y otros fragmentos de corteza sumergidos.

ENTENDER LA TIERRA

Explicación de los atolones de coral: la hipótesis de Darwin

RECUADRO 13.1

Los *atolones* de coral son estructuras en forma de anillo que suelen extenderse varios miles de metros por debajo del nivel del mar (Figura 13.B). ¿Qué provoca la formación de atolones y cómo alcanzan tan enorme espesor?

Los *corales* son diminutos animales que suelen aparecer en grandes cantidades y que cuando se unen forman colonias. La mayoría de los corales se autoprotege creando un esqueleto externo duro hecho de carbonato de calcio. Algunos construyen grandes estructuras de calcio denominadas *arrecifes de coral*, donde nuevas estructuras crecen encima de los resistentes esqueletos de colonias previas. Las esponjas y las algas pueden adherirse al arrecife, y lo hacen crecer más[1].

Los corales que forman arrecifes crecen mejor en aguas con una temperatura anual media de unos 24 C. No pueden sobrevivir a la exposición prolongada a temperaturas inferiores a los 18 C o superiores a los 30 C. Además, los corales que forman arrecifes requieren agua clara e iluminada por el sol. Por consiguiente, la profundidad límite de la mayor parte del crecimiento de los arrecifes activos es de solo unos 45 m.

Las condiciones ambientales restringidas necesarias para el crecimiento de los corales crean una paradoja interesante: ¿cómo pueden los corales, que para vivir requieren agua cálida, superficial e iluminada por la luz solar a una profundidad no superior a unas pocas docenas de metros, crear estructuras gruesas como los atolones de coral que se extienden en la profundidad acuática?

FIGURA 13.B. A Vista aérea del atolón Tetiaroa en el Pacífico. Las aguas azul claro de la laguna relativamente somera contrastan con el azul oscuro del océano profundo que rodea el atolón (Foto de Douglas Peebles Photography).

El naturalista Charles Darwin fue uno de los primeros en formular una hipótesis sobre el origen de los atolones con forma anular. De 1831 a 1836, navegó a bordo del barco británica HMS *Beagle* durante su famosa navegación alrededor del mundo. En varios lugares que Darwin visitó, observó una progresión de los estadios del desarrollo de los arrecifes de coral de (1) un *arrecife periférico* a lo largo de los bordes de un volcán a (2) un *arrecife barrera* con un volcán en el centro a (3) un *atolón,* que consta de un anillo continuo o roto de arrecifes de coral rodeado por una laguna central (Figura 13.C). La esencia de la hipótesis de Darwin, ilustrada en la Figura 13.C, era la siguiente: dado que una isla volcánica se hunde lentamente, los corales siguen formando el complejo de arrecife en dirección ascendente. Durante la época de Darwin, sin embargo, no había ningún mecanismo plausible que explicara cómo una isla puede hundirse.

En la actualidad, la tectónica de placas ayuda a explicar cómo una isla volcánica puede extinguirse y hundirse a grandes profundidades durante largos periodos de tiempo. Algunas islas volcánicas suelen formarse encima de una pluma del manto relativamente estacionaria, lo cual hace que la litosfera ascienda flotando. Durante un intervalo de millones de años, estas islas volcánicas se vuelven inactivas y se hunden de manera gradual a medida que la placa en movimiento las transporta lejos de la región de volcanismo de puntos calientes.

FIGURA 13.C. Formación de un atolón de coral debido al hundimiento gradual de la corteza oceánica y el crecimiento ascendente del arrecife de coral. Se forma un arrecife de coral periférico alrededor de una isla volcánica activa. A medida que la isla volcánica se aleja de la región de la actividad de puntos calientes, esta se hunde y el arrecife periférico se convierte de manera gradual en un arrecife de barrera. Al final, el volcán se sumerge por completo y el atolón permanece.

[1] Más información sobre arrecifes de coral en el Recuadro 7.2 «Nuestros arrecifes de coral amenazados», p. 249.

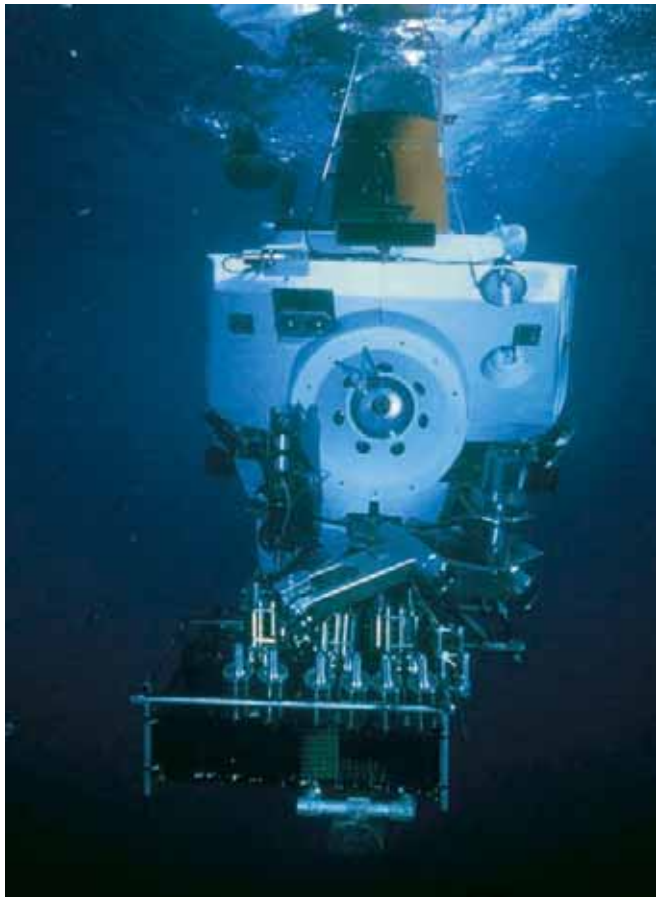


FIGURA 13.12. El sumergible *Alvin* de gran profundidad tiene 7,6 m de longitud, pesa 16 toneladas, consigue una velocidad de crucero de 1 nudo, y puede alcanzar profundidades de hasta 4.000 m. Lo acompañan un piloto y dos observadores científicos durante una inmersión normal de 6 a 10 horas (Cortesía de Rod Catanach/ Woods Hole Oceanographic Institution).

se hayan desplazado hacia la superficie seca a lo largo de los bordes convergentes de placa. En la dorsal oceánica hay fallas normales y de desplazamiento horizontal, terremotos, flujo térmico de temperatura elevada y numerosas estructuras volcánicas.

El sistema de dorsales oceánicas serpentea por los principales océanos como las costuras de una pelota de béisbol y es el rasgo topográfico de más longitud de la superficie terrestre: supera los 70.000 km de longitud (Figura 13.13). Típicamente, la cresta de esta estructura lineal se sitúa entre 2 y 3 km por encima de las cuencas oceánicas profundas adyacentes y marca los bordes de placa donde se crea nueva corteza oceánica.

Obsérvese en la Figura 13.13 que las grandes secciones del sistema de dorsales oceánicas han recibido su nombre según sus localizaciones en el interior de diferentes cuencas oceánicas. Algunas dorsales ocupan el centro de las cuencas oceánicas, donde se denominan dorsales *centro oceánicas*. Ejemplos son la dorsal Centro atlántica y la Centro índica. Por el contrario la dorsal del Pacífico Oriental *no* es una formación centro oceánica, sino que, como su nombre indica, está situada en el Pacífico oriental, alejada del centro del océano.

El término *dorsal* puede llevar a equívocos, ya que no se trata de estructuras estrechas y elevadas, tal como el término implica, sino que tienen anchuras que van de 1.000 a 4.000 km y el aspecto de una gran elevación alargada que suele exhibir una topografía escarpada. Además, el sistema de dorsales está roto en segmentos de entre unas pocas decenas y centenares de kilómetros de longitud. Cada segmento está conectado a otro, a través de una falla transformante.

Las dorsales oceánicas son tan altas como algunas montañas continentales pero la semejanza acaba ahí. Mientras la mayor parte de montañas continentales se forma cuando las fuerzas compresivas pliegan y metamorfizan secuencias gruesas de rocas sedimentarias a lo largo de los bordes convergentes de placa, las dorsales oceánicas se forman donde las fuerzas tensionales fracturan y separan la corteza oceánica. La dorsal oceánica está compuesta de capas y pilas de rocas basálticas a las que las rocas del manto calientes han levantado ligeramente.

A lo largo del eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas hay grandes fosas limitadas por fallas normales denominadas **valles de rift** porque son muy parecidas a los valles de rift continentales que se encuentran en el este de África (Figura 13.14). Algunos valles de rift, entre ellos los situados a lo largo de la dorsal Centro atlántica, tienen normalmente de 30 a 50 km de ancho y tienen paredes que se elevan de 500 a 2.500 m sobre el fondo del valle. Esto los convierte en estructuras comparables a la parte más profunda y más ancha del Gran Cañón de Arizona.

DORSALES OCEÁNICAS Y EXPANSIÓN DEL FONDO OCEÁNICO

DIVERGENT BOUDARIES
▸ Oceanic Ridges and Seafloor Sreading

El mayor volumen de magma (más del 60 por ciento del total de la producción anual de la Tierra) se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en asociación con la expansión del fondo oceánico. Conforme las placas divergen, se crean fracturas en la corteza oceánica que se llenan inmediatamente de roca fundida que asciende, procedente de la astenosfera caliente inferior. Este material fundido se enfría lentamente y se convierte en roca sólida, produciendo nuevas capas de fondo oceánico. Este proceso tiene lugar una y otra vez y genera nueva litosfera que se aleja de la cresta de la dorsal a modo de cinta transportadora.

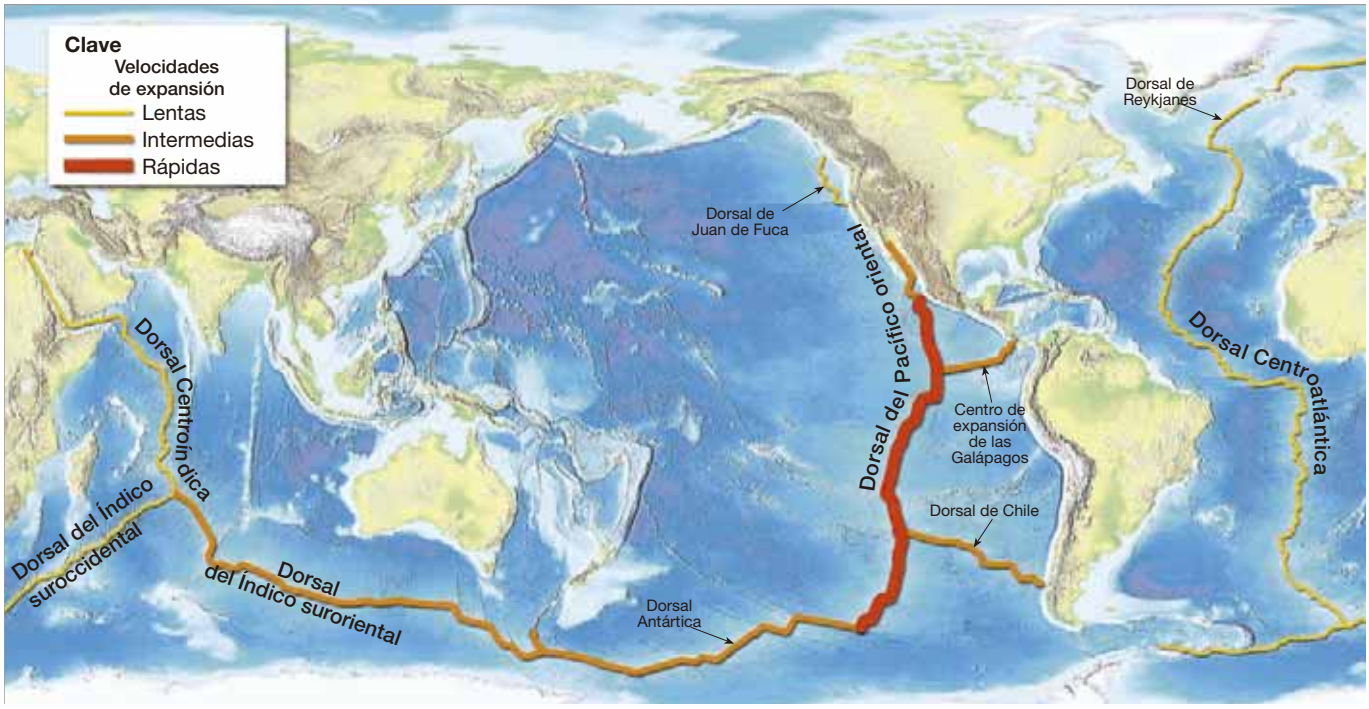


FIGURA 13.13. Distribución del sistema de dorsales oceánicas. El mapa muestra segmentos de las dorsales que exhiben velocidades de expansión lentas, intermedias y rápidas.

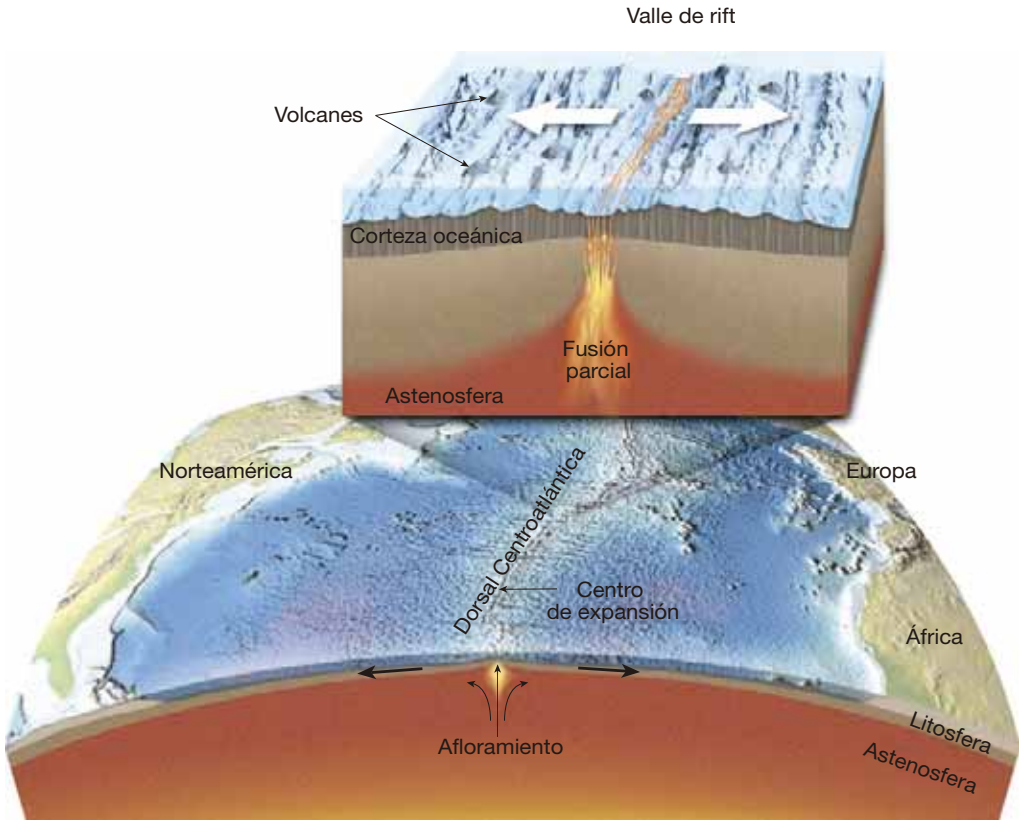


FIGURA 13.14. Eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas que contiene estructuras profundas desplazadas hacia abajo por una falla denominadas *valles de rift.* Algunas pueden superar los 50 km de ancho y los 2.000 m de profundidad.

Expansión del fondo oceánico

Harry Hess, de la Universidad de Princeton, formuló el concepto de expansión del fondo oceánico a principios de los años sesenta. Más tarde, los geólogos pudieron verificar el argumento de Hess de que se está produciendo expansión del fondo oceánico a lo largo de los ejes de las dorsales oceánicas donde las rocas calientes del manto ascienden y sustituyen el material que se ha desplazado hacia los lados. Recordemos del Capítulo 4 que, a medida que la roca asciende, esta experimenta una disminución de la presión de confinamiento y puede producirse la *fusión por descompresión*.

La fusión parcial de las rocas del manto produce magma basáltico con una composición química sorprendentemente uniforme. Este magma recién formado se separa de las rocas del manto de las que se deriva y asciende hacia la superficie. A lo largo de algunos segmentos de la dorsal, el magma se almacena en pequeños depósitos alargados situados justo debajo de la cresta de la dorsal, el 10 por ciento acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado en forma de coladas de lava sobre el fondo oceánico (*véase* Figura 13.14). Esta actividad añade nuevas rocas basálticas a los bordes de placa de una manera continua, uniéndolas temporalmente; estos enlaces solo se rompen al continuar la expansión. A lo largo de algunas dorsales, las expulsiones de lavas bulbosas forman volcanes en escudo (montes submarinos) sumergidos, así como dorsales alargadas de lava. En otros lugares, los flujos de lava muy voluminosos crean una topografía relativamente más suave.

¿Por qué las dorsales oceánicas son elevadas?

La razón principal que explica la posición elevada del sistema de dorsales es el hecho de que la litosfera oceánica recién creada está caliente, ocupa más volumen y, por tanto, es menos densa que las rocas más frías de las cuencas oceánicas profundas. A medida que la corteza basáltica recién formada se aleja de la cresta de la dorsal, se enfría desde arriba a medida que el agua marina circula a través de los poros y se fractura en la roca. También se enfría porque se aleja de la zona de corriente ascendente, que es la principal fuente de calor. Como consecuencia, la litosfera se enfría de manera gradual, se contrae y se hace más densa. Esta contracción térmica explica en parte las mayores profundidades oceánicas que existen lejos de las dorsales. Se tardan casi 80 millones de años de enfriamiento y contracción para que las rocas que antes formaban parte del sistema de dorsales oceánicas elevadas se reubiquen en las cuencas oceánicas profundas.

A medida que la litosfera se aleja de la cresta de la dorsal, el enfriamiento también provoca un aumento gradual del grosor de la litosfera. Eso se da porque el límite entre la litosfera y la astenosfera es un límite termal (temperatura). Recordemos que la litosfera es la capa externa fría y rígida de la Tierra, mientras que la astenosfera es una zona comparativamente caliente y débil. Conforme el material del manto superior envejece (se enfría), se vuelve rígido. Por tanto, la porción superior de la astenosfera se convierte en litosfera simplemente mediante el enfriamiento. La litosfera oceánica recién formada continuará engrosándose hasta alcanzar de 80 a 100 km de grosor, que se mantiene después relativamente constante hasta que subduce.

Velocidades de expansión y topografía de las dorsales

Cuando los investigadores estudiaron varios segmentos del sistema de dorsales oceánicas, se descubrieron numerosas diferencias topográficas. Parece que muchas de estas diferencias están controladas por las velocidades de expansión, que determinan en buena parte la cantidad de magma generado en una zona de rift. En los centros de expansión rápida asciende del manto una mayor cantidad de magma que en los centros de expansión lentos. La diferencia en el ascenso provoca diferencias estructurales y topográficas entre segmentos de la dorsal distintos.

Las dorsales oceánicas que muestran velocidades de expansión comparativamente lentas de 1 a 5 cm anuales tienen valles de rift prominentes y una topografía escarpada (Figura 13.15A), como las dorsales Centro oceánica y Centroíndica. El desplazamiento vertical de grandes capas de corteza oceánica a lo largo de fallas normales contribuye a la topografía característicamente escarpada de estos valles de rift. Además, las estructuras volcánicas tienden a formar muchos conos en el valle de rift lo que magnifica la topografía escarpada.

Por el contrario, a lo largo de la dorsal de las Galápagos, la norma es una velocidad de expansión intermedia de 5 a 9 cm anuales. Como consecuencia, los valles de rift que se desarrollan son superficiales, con profundidades a menudo inferiores a los 200 m, y su topografía tiende a ser suave en comparación con los que exhiben velocidades de expansión más lentas.

A velocidades de expansión más rápidas (más de 9 cm anuales), como las que se producen a lo largo de la mayor parte de la dorsal del Pacífico oriental, no se desarrollan valles de rift (Figura 13.15B), sino que el eje de la dorsal está elevado. Estas estructuras denominadas *ondulaciones* surgen de flujos de lava de hasta 10 m de espesor que han pavimentado gradualmente la cresta de la dorsal con rocas volcánicas (Figura 13.16) Además, dado que la profundidad del océano depende de la edad del fondo oceánico, los segmentos de dorsal que exhiben velocidades de expansión más rápidas tienden a presentar unos perfiles más suaves que aquellos que tienen velocidades de expansión más lentas (Figura 13.17). Debido a

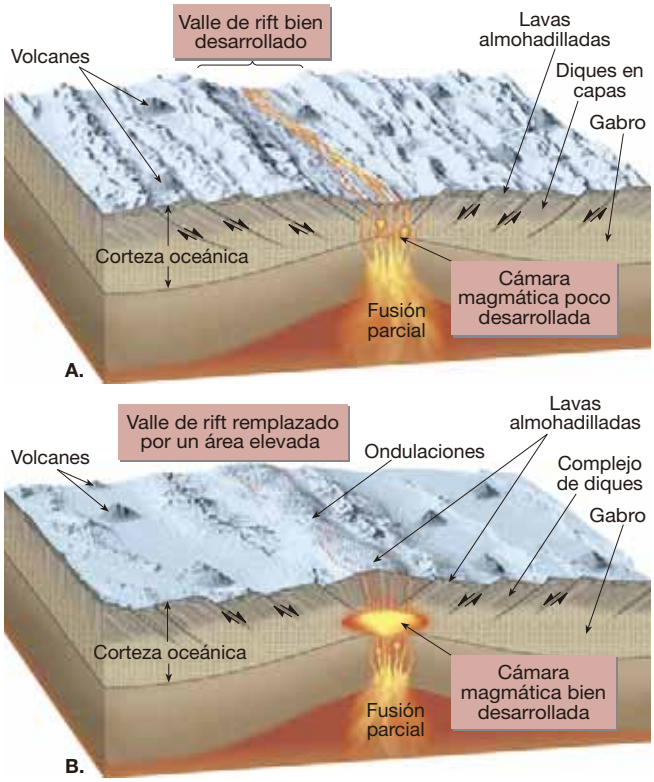


FIGURA 13.15. Topografía de la cresta de una dorsal oceánica. **A.** A velocidades de expansión lentas, se desarrolla un valle de rift prominente a lo largo de la cresta de la dorsal y la topografía es, en general, accidentada. **B.** A lo largo de los centros de expansión rápida no se desarrollan valles de rift intermedios y la topografía es, en comparación, suave.

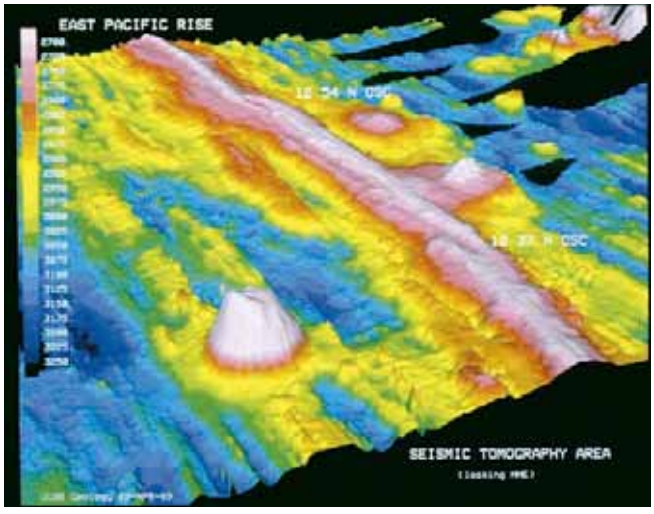


FIGURA 13.16. Imagen de sonar en falso color de un segmento de la dorsal del Pacífico Oriental. El área lineal rosa es la ondulación que se formó sobre el eje de la dorsal. Nótese también el gran cono volcánico en la esquina inferior izquierda de la imagen (Cortesía del Dr. Ken C. Macdonald).

estas diferencias en la topografía, las partes de las dorsales con velocidades de expansión elevadas, menos escarpadas, se denominan *elevaciones.*

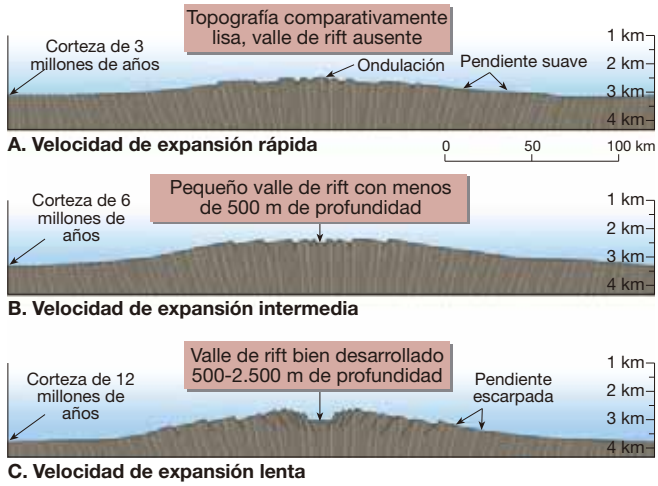


FIGURA 13.17. Esquema de los segmentos de la dorsal que exhiben velocidades de expansión rápidas, intermedias y lentas. Los centros de expansión rápida tienen pendientes suaves y carecen de un valle de rift. Por el contrario, las dorsales que tienen velocidades de expansión lentas tienen valles de rift bien desarrollados y flancos empinados. Las pendientes de todos estos perfiles están muy exageradas.

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA OCEÁNICA

Uno de los aspectos más interesantes de la corteza oceánica es que su grosor y su estructura son destacadamente uniformes a todo lo largo de la cuenca oceánica. Los sondeos sísmicos indican que tiene un espesor medio aproximado de solo 7 km. Además, está compuesta casi en su totalidad de rocas máficas (basálticas) sustentadas por una capa de roca ultramáfica peridotita, que forma el manto litosférico.

Aunque la mayor parte de la corteza oceánica se forma fuera del alcance de nuestra vista, muy por debajo del nivel del mar, los geólogos han podido examinar de primera mano la estructura del fondo oceánico. En localizaciones como Terranova, Chipre, Omán y California, fragmentos de la corteza oceánica han sido elevadas por encima del nivel del mar. A partir de estas exposiciones, y de muestras recogidas por barcos de perforación submarina, los investigadores concluyen que el fondo oceánico consta de cuatro capas distintas (Figura 13.18):

- Capa 1: la capa superior está formada por una serie de sedimentos no consolidados. Estas capas son muy finas cerca de los ejes de las dorsales oceánicas y pueden alcanzar varios kilómetros de espesor cerca de los continentes.
- Capa 2: bajo la capa de sedimentos hay una unidad rocosa compuesta principalmente de lavas basálticas que contienen abundantes estructuras en forma de almohada denominadas *basaltos almohadillados.*

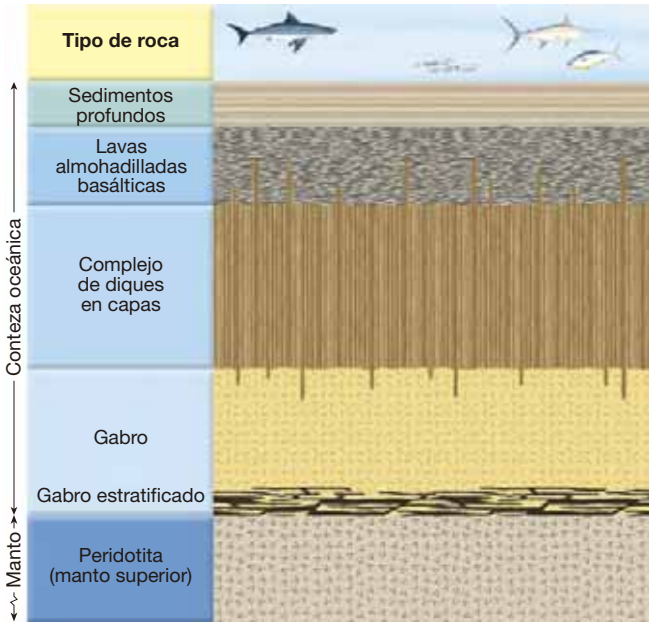


FIGURA 13.18. Las cuatro capas que constituyen una sección típica de la corteza oceánica, según los datos obtenidos por los complejos ofiolíticos, el perfil sísmico, y las muestras obtenidas de expediciones de perforación oceánica profunda.

FIGURA 13.19. Una fotografía tomada desde *Alvin* durante el proyecto FAMOUS muestra extrusiones de lava en el valle de rift de la dorsal Centro oceánica. Entre los elementos más comunes había grandes extrusiones con forma de pasta de dientes como estas. Un brazo mecánico está tomando muestras de una extrusión adyacente con forma de burbuja (Foto cortesía de Woods Hole Oceanographic Institution).

- Capa 3: la capa rocosa intermedia está formada por numerosos diques interconectados con una orientación casi vertical, denominados *diques en capas*. Estos diques son antiguos canales por donde fluía el magma para alimentar los flujos de lava en el fondo oceánico.
- Capa 4: la unidad inferior está compuesta principalmente por gabro, el equivalente de grano grueso del basalto, que cristalizó en una cámara magmática debajo del eje de la dorsal.

Esta secuencia de rocas se denomina **complejo ofiolítico** (Figura 13.18). Del estudio de diversos complejos ofiolíticos por todo el mundo y de datos relacionados, los geólogos han deducido el proceso de formación del fondo oceánico.

Formación de la corteza oceánica

El magma basáltico que migra hacia arriba para crear nueva corteza oceánica se origina de la fusión parcial de las rocas del manto (peridotitas) a profundidades superiores a 40 km. Este proceso genera un magma compuesto por basalto, que es menos denso que la roca sólida que lo rodea. Este magma recién formado se va desplazando gradualmente hacia arriba a través del manto superior por miles de pequeños conductos que desembocan en unas pocas docenas de canales mayores y alargados, de unos 100 m o más de ancho. A su vez estas estructuras alimentan cámaras magmáticas lenticulares situadas justo por debajo de la cresta de la dorsal. Con la adición del magma, la presión dentro de estas cámaras aumenta de manera uniforme. Como consecuencia, las rocas situadas encima de estos depósitos se fracturan periódicamente, lo que permite que el magma ascienda a la joven corteza oceánica situada justo encima.

La roca fundida se inyecta en el interior de estas fisuras, donde una parte se enfría y solidifica, y forma diques. Los nuevos diques intruyen en los diques antiguos, que todavía están calientes y son débiles, y forman un complejo de **diques en capas**. Esta parte de la corteza oceánica suele medir de 1 a 2 km de espesor.

Aproximadamente el 10 por ciento del magma que entra en los depósitos acaba siendo expulsado sobre el fondo oceánico. Dado que la superficie de una colada de lava submarina se enfría rápidamente gracias al agua marina, en raras ocasiones se desplaza más de unos pocos kilómetros antes de solidificarse por completo. El movimiento de avance se produce cuando la lava se acumula tras el borde solidificado y luego se abre paso. Este proceso se produce una y otra vez, a medida que se extruye el basalto fundido, de la misma manera que la pasta de dientes sale de un tubo que se apriete fuerte. El resultado son unas protuberancias en forma de tubo que parecen almohadas grandes apiladas las unas encima de las otras; de ahí el nombre de **basaltos almohadillados** (Figura 13.20).

En algunos lugares, las lavas almohadilladas pueden formar montones del tamaño de un volcán parecidos a los volcanes en escudo, mientras que en otros lugares forman dorsales alargadas de decenas de kilómetros de longitud. Estas estructuras acabarán siendo

FIGURA 13.20. Lava almohadillada expuesta a lo largo de un acantilado marino, Cabo Wanbrow, Nueva Zelanda. Nótese que alrededor de cada «almohadilla» hay una capa vidriosa y oscura que se enfrió rápidamente rodeando un interior de basalto gris oscuro (Foto de G.R. Roberts/ Photo Researchers, Inc.).

separadas de su fuente de magma a medida que sean transportadas lejos de la cresta de la dorsal por la expansión del fondo oceánico.

La unidad inferior de la corteza oceánica se desarrolla a partir de la cristalización en el interior de la propia cámara magmática central. Los primeros minerales que cristalizan son el olivino, el piroxeno y en algunas ocasiones la cromita (óxido de cromo), que descienden atravesando el magma y forman una zona estratificada cerca del fondo del depósito. El magma restante tiende a enfriarse a lo largo de las paredes de la cámara y forma cantidades masivas de gabro de grano grueso. Esta unidad constituye la mayor parte de la corteza oceánica, donde puede representar hasta 5 de sus 7 km de grosor total.

Aunque la roca fundida se eleva continuamente desde la astenosfera a la superficie, la expansión del fondo oceánico tiene lugar en ráfagas parecidas a pulsos. A medida que el magma se va acumulando en las reservas lenticulares, su ascenso es bloqueado por las rígidas rocas que las recubren. Al aumentar la cantidad de fundido que entra en los depósitos de magma, la presión se eleva. Periódicamente la presión excede la fuerza de las rocas suprayacentes, que se fracturan e inician un corto episodio de expansión del fondo oceánico.

Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica

Además de servir como mecanismo para disipar el calor interno de la Tierra, la interacción entre el agua marina y la corteza basáltica recién formada altera tanto el agua marina como la corteza. Puesto que las coladas de lava submarinas son muy permeables y están muy fracturadas, el agua marina puede penetrar hasta una profundidad de 2 km. Cuando el agua marina circula a través de la corteza caliente, se calienta y altera la roca basáltica mediante un proceso llamado *metamorfismo hidrotermal* (agua caliente) (*véase* Capítulo 8). Esta alteración hace que los silicatos oscuros (olivino y piroxeno) del basalto formen nuevos minerales metamórficos como la clorita y la serpentina. Al mismo tiempo, el agua marina caliente disuelve los iones de silicio, hierro, cobre y a veces de oro y plata procedentes de los basaltos calientes. Una vez que el agua se ha calentado a varios centenares de °C, asciende ligeramente a lo largo de las fracturas y acaba siendo expulsada al fondo oceánico (*véase* Recuadro 13.2).

En los estudios realizados con sumergibles a lo largo de la dorsal de Juan de Fuca se fotografiaron estas disoluciones ricas en metales cuando brotan del fondo oceánico y forman nubes llenas de partículas denominadas **fumarolas negras**. A medida que el líquido caliente (unos 400 °C) se mezcla con el agua marina fría, los minerales disueltos precipitan y forman depósitos masivos de minerales sulfatados metálicos, algunos de los cuales son económicamente importantes. En algunas ocasiones, estos depósitos crecen hacia arriba y forman grandes estructuras en forma de chimenea altos como rascacielos.

RUPTURA CONTINENTAL: EL NACIMIENTO DE UNA NUEVA CUENCA OCEÁNICA

El motivo por el que el supercontinente Pangea empezó a separarse hace casi 200 millones de años es un tema todavía debatido por los geólogos. Sin embargo, este acontecimiento sirve para ilustrar que las cuencas oceánicas se forman cuando un continente se separa. Este es claramente el caso del océano Atlántico, que se formó cuando el continente americano se separó de Europa y África.

Evolución de una cuenca oceánica

El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un **rift continental**, una depresión alargada en la que todo el grosor de la litosfera se ha estirado y hecho más fina. En los lugares donde la litosfera es densa, fría y fuerte, los rift tienden a ser estrechos, a menudo de tan solo unos cientos de kilómetros. Ejemplos modernos de rift continentales estrechos son el rift de África oriental, el rift del Baikal (al sur de la Siberia central) y el valle del Rin (noroeste de Europa). Por el contrario, donde la corteza es delgada, caliente y débil, los rift pueden alcanzar una anchura de más de 1.000 km, como en la provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos.

En los lugares en los que la ruptura continúa, el sistema de rift se convertirá en una cuenca oceánica joven y

La Tierra como sistema

Las chimeneas hidrotermales submarinas profundas[1]

RECUADRO 13.2

Sentados en una habitación oscura y repleta de ordenadores, un grupo de químicos, biólogos y geólogos escudriñan unos monitores de vídeo que muestran impresionantes imágenes de gigantes formaciones rocosas con forma de chimeneas escupiendo nubes de humo, y de numerosos extraños animales. ¿Es esta una escena del último éxito de taquilla de Hollywood? No, es una escena de un barco de investigación real situado 250 km al sureste de la Isla de Vancouver. Las imágenes las transmite al barco el vehículo a control remoto canadiense *ROPO* (Plataforma a control remoto para las ciencias oceánicas, por sus siglas en inglés), que opera a más de 2 km por debajo de la superficie, a lo largo de la dorsal Juan de Fuca. La cadena de montes submarinos está en formación activa debido a la ruptura y la separación de las placas tectónicas del Pacífico y Juan de Fuca y a la producción de nueva corteza oceánica por el ascenso del magma.

A lo largo de dorsales como la de Juan de Fuca, la fría agua marina desciende varios cientos de metros y penetra en la corteza basáltica muy fracturada, donde es calentada por las fuentes magmáticas. Por el camino, el agua caliente desprende metales y elementos como el azufre de la roca colindante. Con el tiempo, este fluido calentado acaba por flotar y se eleva por los conductos y las fracturas localizadas a lo largo de las dorsales. Cuando alcanza la superficie de la corteza, el fluido puede alcanzar hasta 400 C, aunque no llega a hervir por las presiones extremadamente elevadas que ejerce la columna de agua por encima de las chimeneas. Cuando este fluido hidrotermal entra en contacto con el agua marina rica en sustancias químicas mucho más fría, los minerales precipitan rápidamente y forman brillantes nubes de humo denominadas *fumarolas* (Figura 13.D). Algunos minerales se solidifican inmediatamente y contribuyen a la formación de espectaculares estructuras en forma de chimenea, que pueden alcanzar la altura de un edificio de quince pisos y que reciben apropiados nombres como *odzilla* e *nferno*. En ocasiones estas chimeneas y los depósitos relacionados contienen cantidades concentradas de hierro, cobre, zinc, plomo, plata y a veces oro.

Las chimeneas de Juan de Fuca son también notables por la biología que sustentan. En estos ambientes, totalmente desprovistos de luz solar, los microorganismos se sirven de este fluido hidrotermal rico en minerales para realizar quimiosíntesis. A su vez, las comunidades microbianas sustentan animales mayores y más complejos como peces, cangrejos, gusanos, mejillones y almejas. Algunas especies solo se han encontrado en estas chimeneas. Quizá la más famosa, y también la más singular, sea el gusano tubícola (Figura 13.E), con sus blancos tubos quitinosos y brillantes plumas rojas. Estas llamativas criaturas dependen por completo de las bacterias que crecen en su *trofosoma*, órgano interno diseñado para recolectar bacterias. Estas bacterias *simbióticas* dependen del tubo de gusano, que les proporciona un hábitat adecuado y, a cambio, ellas aportan a los gusanos los elementos de construcción básicos.

FIGURA 13.D. Una fumarola negra rica en minerales expulsa agua caliente en la dorsal del Pacífico oriental. Cuando las disoluciones calientes entran en contacto con el agua marina, fría, los sulfuros de cobre, hierro y cinc se precipitan de forma inmediata, formando acumulaciones de minerales alrededor de estas chimeneas (Foto de Dudley Foster, Woods Hole Oceanographic Institution).

FIGURA 13.E. Los gusanos tubícolas, que alcanzan hasta 3 m de longitud, se cuentan entre los organismos encontrados en el ambiente extremo de las chimeneas hidrotermales que se sitúan a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas, donde la luz solar es inexistente. Estos organismos obtienen su sustento de microorganismos internos parecidos a las bacterias que, a su vez, adquieren nutrientes y energía mediante la quimiosíntesis (Foto de Al Giddings Images, Inc.).

Es motivo de preocupación la posibilidad de dañar estos ecosistemas singulares mediante las tomas de muestras de los científicos, el aumento del ecoturismo o la posible explotación de los recursos biológicos y minerales. Estas cuestiones han empujado recientemente al gobierno canadiense a designar una parte de las chimeneas de Juan de Fuca como el primer Área protegida marítima (MPA, *por sus siglas en inglés*) de Canadá.

[1] Este recuadro se basa en el material preparado por Richard Leveille, un investigador de la Universidad de Quebec, Montreal, Canadá.

estrecha, como ejemplifica el mar Rojo en la actualidad. Al final, la expansión del fondo oceánico tiene como resultado la formación de una cuenca oceánica madura limitada por bordes continentales. El océano Atlántico es una estructura de este tipo. A continuación, observaremos este modelo de evolución de las cuencas oceánicas mediante ejemplos actuales que representen los varios estadios de la ruptura.

Rift de África oriental

El rift de África oriental es un rift continental que se extiende a través del África oriental a lo largo de unos 3.000 km. Está formado de varios valles de rift interconectados de algún modo y que se separan en una sección oriental y otra occidental alrededor del lago Victoria (Figura 13.21). Todavía se debate si este rift se convertirá en un centro de expansión, donde la subplaca Somalí se separará del continente africano.

El periodo más reciente de fracturación empezó hace unos 20 millones de años cuando la corriente ascendente del manto intruyó a la fuerza en la base de la litosfera (Figura 13.22A). El ascenso ligero de la litosfera calentada hizo que la corteza adoptara forma de domo y se estirara. Como consecuencia, la corteza superior se rompió a lo largo de fallas normales con ángulos de gran pendiente y produjo bloques desplazados hacia abajo por la falla, o *grabens*, mientras que la corteza inferior se deformó por el estiramiento dúctil (Figura 13.22B).

En su fase de formación inicial, el magma generado a través de la fusión por descompresión de la pluma ascendente del manto intruye en la corteza. De vez en cuando, una parte del magma migra a lo largo de las fracturas y es expulsado a la superficie. Esta actividad produce coladas basálticas extensas en el interior del rift, así como conos volcánicos, algunos de los cuales se forman a más de 100 km del eje del rift. Son ejemplos de ello el monte Kenia y el monte Kilimanjaro, que se eleva casi 6.000 m por encima de la llanura de Serengeti.

Mar Rojo

Las investigaciones sugieren que si se mantienen las fuerzas tensionales, un valle de rift se alargará y se hará mas profundo, y finalmente se extenderá y alcanzará el borde

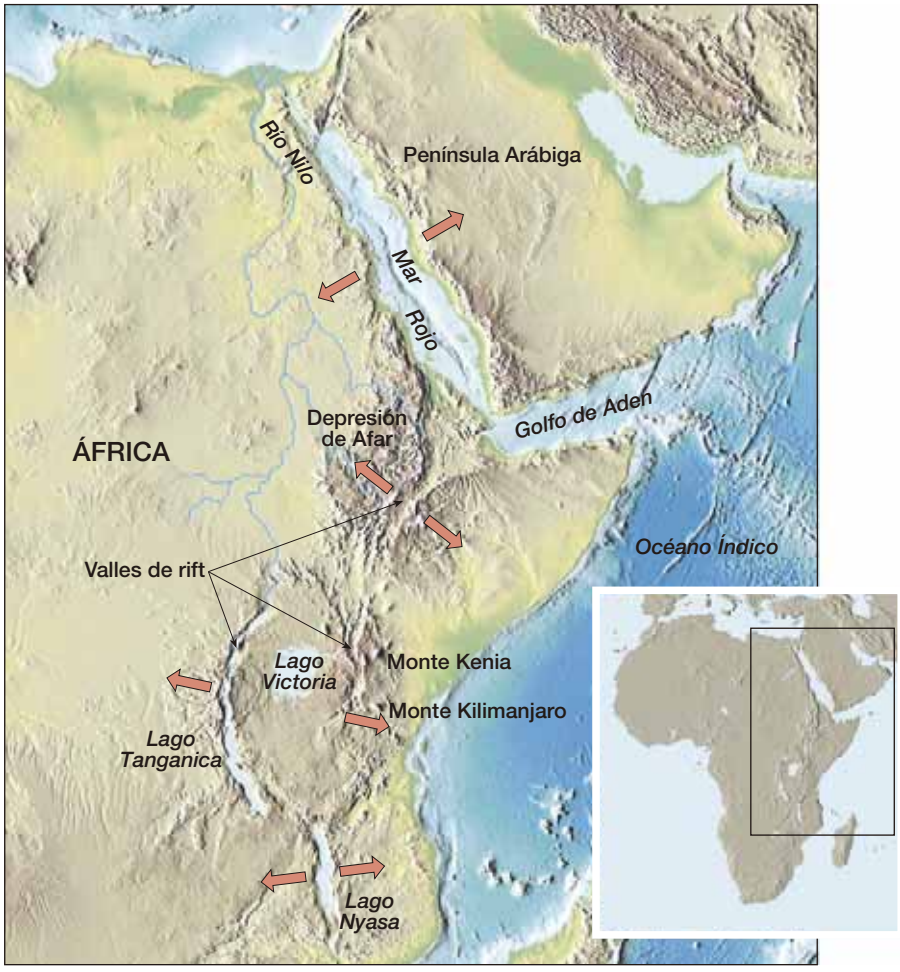


FIGURA 13.21. Valles de rift del este de África y estructuras asociadas.

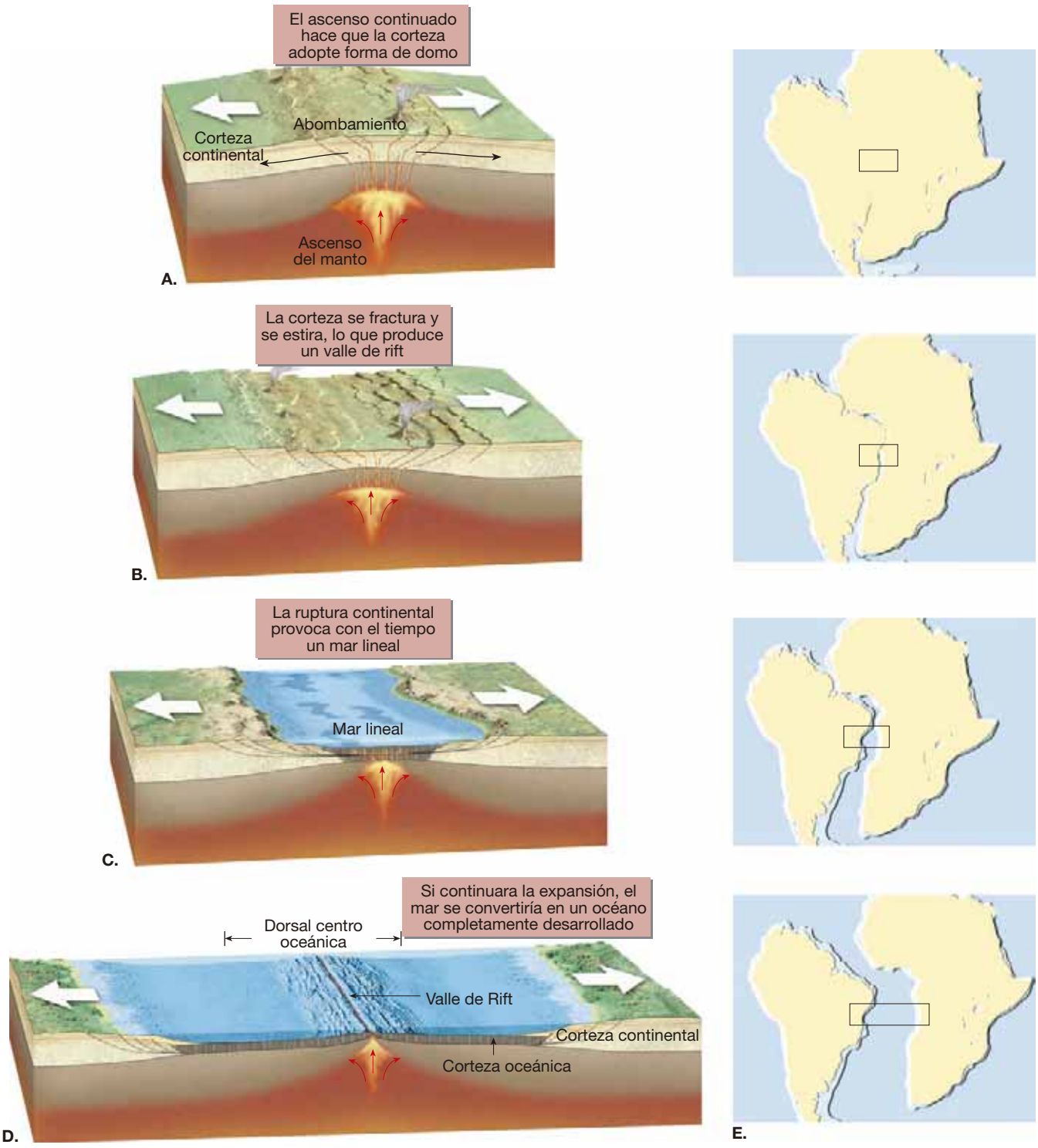


FIGURA 13.22. Formación de una cuenca oceánica. **A.** Las fuerzas tensionales y la elevación de la litosfera calentada provocan la fractura de la corteza superior a lo largo de las fallas normales, mientras que la corteza inferior se deforma mediante la tensión dúctil. **B.** A medida que la corteza se separa, los grandes fragmentos de roca se hunden y generan una zona de rift. **C.** Una mayor expansión genera un mar estrecho. **D.** Al final, se crean una cuenca oceánica expansiva y un sistema de dorsales. **E.** Ilustración de la separación de Sudamérica y África para formar el Atlántico sur.

del continente (Figura 13.22C). En este punto, el rift continental se transforma en un mar lineal estrecho con desembocadura al océano, similar al mar Rojo.

El mar Rojo se formó cuando la península Arábiga se separó de África, proceso que empezó hace unos 30 millones de años. Los escarpes de falla inclinados que

se elevan hasta 3 km por encima del nivel del mar flanquean los bordes de esa masa de agua. Por tanto, los escarpes que rodean el mar Rojo son parecidos a los acantilados que limitan el rift de África oriental. Aunque el mar Rojo solo alcanza profundidades oceánicas (hasta 5 km) en algunos puntos, las bandas magnéticas simétricas indican que en este punto la típica expansión del fondo oceánico ha tenido lugar durante los últimos 5 millones de años.

Océano Atlántico

Si la expansión continúa, el mar Rojo se ampliará y desarrollará una dorsal oceánica elevada parecida a la dorsal Centro atlántica (Figura 13.22D). Conforme se añade nueva corteza oceánica a las placas divergentes, los bordes continentales fracturados se alejan siempre de la zona del afloramiento. Como consecuencia, los bordes continentales fracturados que habían estado situados encima se enfrían, se contraen y se hunden.

Con el tiempo, estos bordes continentales se hundirán por debajo del nivel del mar y el material erosionado de la masa continental adyacente se depositará encima de la entonces topografía fallada. El resultado es un *borde continental pasivo* compuesto por una corteza continental fracturada que ha sido cubierta por una cuña de sedimentos relativamente inalterados y rocas sedimentarias.

No todos los valles de rift continentales se desarrollan en centros de expansión completamente formados. Un rift abortado recorre el centro de los Estados Unidos y se extiende desde el lago Superior hasta el centro de Kansas (Figura 13.23). Este valle de rift, que había sido activo, está lleno de sedimentos y rocas volcánicas que fueron extruidas sobre la corteza hace más de 1.000 millones de años. Todavía se desconoce el motivo por el que un valle de rift desarrolla un centro de expansión activo mientras que otros están abandonados.

FIGURA 13.23. Mapa que muestra la situación de un rift abortado que se extiende desde el lago Superior hasta Kansas.

Mecanismos de ruptura continental

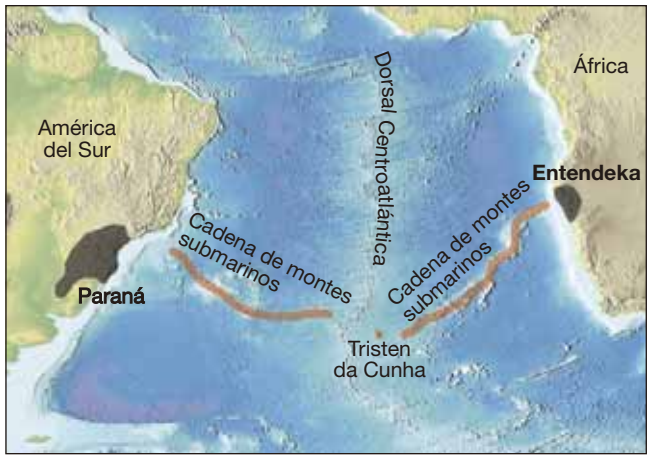
Los geólogos saben que los supercontinentes existieron durante el pasado geológico. Pangea, que fue el más reciente de ellos, constituía un supercontinente hace entre 450 y 230 millones de años, y se fraccionó poco después de su formación. Tras numerosos estudios, los geólogos han llegado a la conclusión de que la formación de un supercontinente seguida por la separación continental debe ser una parte integral de la tectónica de placas. Este fenómeno debe implicar un gran cambio en la dirección y la naturaleza de las fuerzas que conducen el movimiento de placas. En otras palabras, durante largos periodos de tiempo geológico, las fuerzas que conducen los movimientos de las placas tienden a organizar los fragmentos de corteza en un solo supercontinente, y luego cambian las direcciones y los dispersan de nuevo. Se han propuesto algunos mecanismos que contribuyen a la ruptura continental: el ascenso de las plumas de rocas calientes móviles desde la profundidad del manto; la elevación desde niveles menos profundos de la astenosfera; y las fuerzas que surgen de los movimientos de placas.

Plumas del manto y puntos calientes

Recordemos que una *pluma del manto* está compuesta de rocas del manto más calientes de lo normal con un extremo en forma de hongo de centenares de kilómetros de diámetro unido a un conducto largo y estrecho. Cuando el extremo de la pluma se aproxima a la base de la litosfera fría, se expande hacia los lados. La fusión por descompresión dentro de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca el *vulcanismo* de *punto caliente*, en la superficie

Las investigaciones sugieren que las plumas del manto tienden a concentrarse debajo de un supercontinente porque, una vez unida, una gran masa continental forma una «manta» aislante que atrapa el calor del manto. El consiguiente aumento de la temperatura conduce a la formación de plumas del manto que sirven como mecanismos de disipación del calor.

Se pueden obtener pruebas del papel que las plumas del manto representan en la ruptura continental en los bordes continentales pasivos. En varias regiones de ambos lados del Atlántico, la ruptura continental estuvo precedida por el ascenso de la corteza y erupciones masivas de lava basáltica. Son ejemplos los basaltos de inundación de Etendeka, al suroeste de África, y la provincia basáltica de Paraná, en Sudamérica (Figura 13.24A).



A.

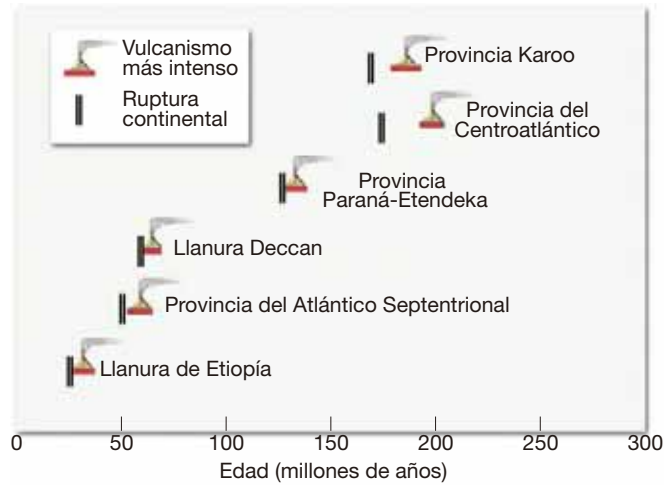
B.

FIGURA 13.24. Pruebas del papel que las plumas del manto pueden desempeñar en la ruptura continental. **A.** Relación de las llanuras basálticas de Paraná y Etendeka con el punto caliente de Tristán da Cunha. **B.** Localización de estas llanuras basálticas hace 130 millones de años, justo antes de que empezara a abrirse el Atlántico sur.

Hace unos 130 millones de años, cuando Sudamérica y África estaban unidas en una sola masa continental, las grandes erupciones de lava produjeron una gran llanura basáltica continental (Figura 13.24B). Poco después de este acontecimiento, el Atlántico sur empezó a abrirse, separando la provincia basáltica en dos partes: las llanuras basálticas de Etendeka y Paraná. A medida que crecía la cuenca oceánica, la cola de la pluma produjo una hilera de montes submarinos a cada lado de la dorsal recién formada (Figura 13.24A). La zona actual de actividad de puntos calientes se centra alrededor de la isla volcánica de Tristán da Cunha, que se encuentra sobre la dorsal Centroatlántica.

Cuando las plumas del manto calientes y flotantes alcanzan la base de la litosfera, hacen que la corteza tome forma de domo y se debilite. Estos domos, que pueden alcanzar los 1.000 m, tienden a producir *tres rift* o *ramas* que se unen en el área superior de la pluma ascendente, denominados *unión triple,* o *punto triple*. A menudo la ruptura continental y la formación de una cuenca oceánica tienen lugar a lo largo de dos de las ramas del rift, mientras que la tercera puede estar menos desarrollada y constituir un rift abortado que se rellena de sedimentos.

A.



B.

FIGURA 13.25. Reconstrucción de Pangea mostrando la situación de unas cuantas plumas del manto que han generado grandes mesetas basálticas (provincias) y se cree que han contribuido a la fragmentación del supercontinente. **A.** Localización aproximada en la superficie de las plumas del manto antes de la ruptura de Pangea. No se conoce la situación de la pluma que produjo la Provincia Centroatlántica y podía haber incluido una superpluma desviada por la inusualmente densa litosfera bajo el noroeste africano**. B.** Línea temporal de la ruptura de Pangea a lo largo de las diversas áreas de rift y el vulcanismo de pluma que se asoció con cada periodo de fragmentación continental. Casi siempre el vulcanismo parece preceder a la ruptura unos cuantos millones de años o más (Datos de Courtillot, et al.).

La Figura 13.25 ilustra la situación de las pocas plumas del manto que han generado grandes llanuras y que supuestamente participaron en la ruptura de Pangea. Una de estas plumas del manto se sitúa en la actualidad bajo Groenlandia cerca de la cresta de la dorsal Centroatlántica (Figura 13.26). En Groenlandia occidental existen evidencias de grandes flujos de lava basáltica que comenzaron hace unos 55 millones de años, así como al otro lado del Atlántico en las islas Hébridas del norte de Escocia.

Se cree que hace unos 60 millones de años otra pluma del manto inició la separación de Groenlandia del norte de Europa. Las rocas volcánicas asociadas con esta actividad se extienden desde el este de Groenlandia hasta Escocia. En la actualidad el punto asociado con este acontecimiento se encuentra debajo de Islandia. Las bandas magnéticas más antiguas entre Groenlandia y Europa tienen la misma antigüedad, lo que refuerza la conexión entre la emergencia de la pluma Islándica y la expansión de la cuenca oceánica en el Atlántico Norte.

La pluma de Afar, que se asocia con la ruptura de la península Arábiga de África, se sitúa bajo una región del noreste de Etiopía denominada la Depresión de Afar, un área con gran vulcanismo (*véase* Figura 13.21). Esta pluma generó un sistema de rift típico compuesto de tres ramas que se juntan en un punto triple. Dos de estos rift, el Mar Rojo y el Golfo de Aden, son centros de expansión activos. La tercera rama es el rift de África oriental que puede representar el estadio inicial de ruptura de un continente, como ya se ha descrito, o puede estar destinado a convertirse en un rift abortado.

Es importante observar que no todo el vulcanismo de puntos calientes conduce a la ruptura. Por ejemplo, las grandes erupciones de lavas basálticas que constituyen los basaltos del río Columbia en el noroeste del Pacífico, así como las dislocaciones Siberianas de Rusia, no están asociadas con la fragmentación de un continente. Además, el estiramiento y adelgazamiento de la litosfera a través de algunos márgenes continentales fracturados, no estuvo acompañado de vulcanismo de gran escala. Por tanto, deben intervenir otras fuerzas que constribuyan también a la fragmentación continental.

El papel del esfuerzo tensional

La ruptura continental requiere de esfuerzos tensionales lo suficientemente potentes como para desgarrar la litosfera. En la Provincia Basin and Range, donde la litosfera es delgada, caliente y débil, pequeños esfuerzos son suficientes para provocar la expansión. Durante los últimos 20 millones de años, se cree que una amplia zona ascendente dentro de la astenosfera ha causado el estiramiento y adelgazamiento de la corteza en esta región (*véase* Figura 14.20, pág. 457). En este marco la ruptura se acompaña de una fusión a gran escala y de vulcanismo.

FIGURA 13.26. Vulcanismo asociado con la pluma islandesa. El mayor puerto de pesca en Islandia sufrió grandes daños en 1973 por la erupción del volcán Heimaey (Foto de Bettman/CORBIS).

También se cree que los esfuerzos tensionales que resultan de los movimientos de placas son, sobre todo, muy relevantes para la ruptura continental. En situaciones en las que un continente está unido a una capa de la litosfera oceánica en subducción, este sería arrastrado por la placa que desciende. Sin embargo, los continentes se extienden por encima de secciones gruesas del manto litosférico. Por tanto, tienden a resistirse a ser remolcados, lo cual crea esfuerzos tensionales que estiran y adelgazan la corteza. La situación de áreas de ruptura en la fragmentación de un supercontinente puede estar influida por una debilidad ya existente, como una zona de sutura que se formó cuando se ensambló el supercontinente.

En resumen, la ruptura continental se produce cuando una masa continental se encuentra bajo esfuerzos tensionales suficientes para superar la resistencia de la litosfera. La litosfera delgada, caliente y débil requiere de menos esfuerzo para romperse, mientras que la que es gruesa, fría y resistente necesita más. Los movimientos de las placas que generan esfuerzos tensionales y las plumas calientes del manto que debilitan y estiran la litosfera son importantes mecanismos de ruptura.

DESTRUCCIÓN DE LA LITOSFERA OCEÁNICA

Aunque en los bordes divergentes de placa se produce nueva litosfera de manera continua, el área de la superficie terrestre no aumenta. Para equilibrar la cantidad de litosfera recién creada, debe producirse un proceso por el que se destruyan las placas.

¿Por qué la litosfera oceánica subduce?

El proceso de la subducción de placas es complejo, y el destino final de las placas subducidas es todavía objeto de debate. Lo que se conoce con cierta seguridad es que la litosfera oceánica resistirá la subducción a menos que su densidad total fuera mayor que la del manto subyacente. Es necesario que transcurran unos 15 millones de años, para que una placa joven de la litosfera oceánica se enfríe y se vuelva más densa que la astenosfera que la aguanta. En algunas partes del Pacífico occidental, una porción de la litosfera oceánica tiene casi 180 millones de años de antigüedad, la parte más gruesa y densa de los océanos actuales. Las capas en subducción de esta región descienden normalmente a ángulos próximos a los 90 grados (Figura 13.27A). Por el contrario, cuando un centro de expansión está situado cerca de una zona de subducción, la litosfera oceánica es todavía joven y, por tanto, caliente y ligera. En consecuencia, el ángulo de descenso de estas placas es pequeño (Figura 13.27B).

Es importante observar que es el *manto litosférico*, que compone el 80 por ciento de la placa oceánica descendente, el que conduce la subducción. Incluso cuando la corteza oceánica es bastante antigua, su densidad es todavía menor que la de la astenosfera subyacente. La subducción, por tanto, depende del manto litosférico, que es más frío y más denso que la astenosfera que lo sujeta.

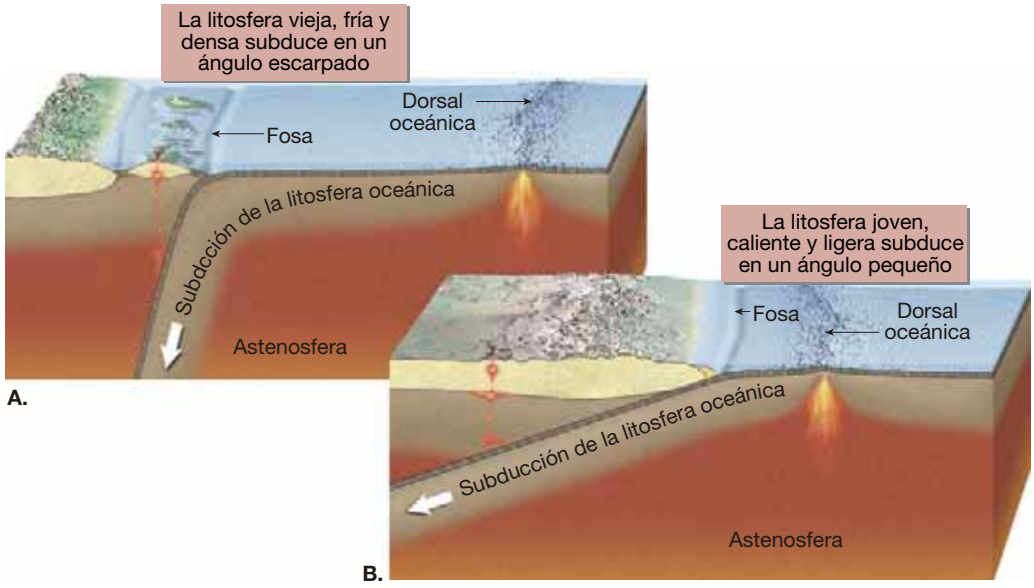


FIGURA 13.27. El ángulo al que desciende la litosfera oceánica hacia la astenosfera depende de su densidad. **A.** En algunas partes del Pacífico, una parte de la litosfera antigua tiene más de 180 millones de años y, en general, desciende hacia el manto a ángulos próximos a los 90 grados. **B.** La litosfera oceánica joven está caliente y flota; por tanto, tiende a subducir a un ángulo pequeño.

Cuando una placa oceánica desciende hasta alrededor de 400 km, su fase mineral cambia (la transición de los minerales de baja densidad a alta densidad), y se intensifica la subducción (*véase* Capítulo 12). A esta profundidad, la transición del olivino (baja densidad) a la espinela (su forma de alta densidad) aumenta la densidad de la capa, lo que contribuye a arrastrar la placa por la zona de subducción.

En algunos puntos, la corteza oceánica es inusualmente gruesa y ligera porque está cubierta por grandes flujos de lava basáltica y otros fragmentos densos de la corteza. En este escenario la subducción puede modificarse o incluso impedirse. Esta parece ser la situación en dos zonas a lo largo de la fosa de Perú-Chile, donde el ángulo de inclinación es bastante pequeño: alrededor de 10 a 15 grados. Los ángulos de poca inclinación suelen tener como consecuencia una fuerte interacción entre la capa descendente y la placa suprayacente. Por consiguiente, estas regiones experimentan grandes y frecuentes terremotos.

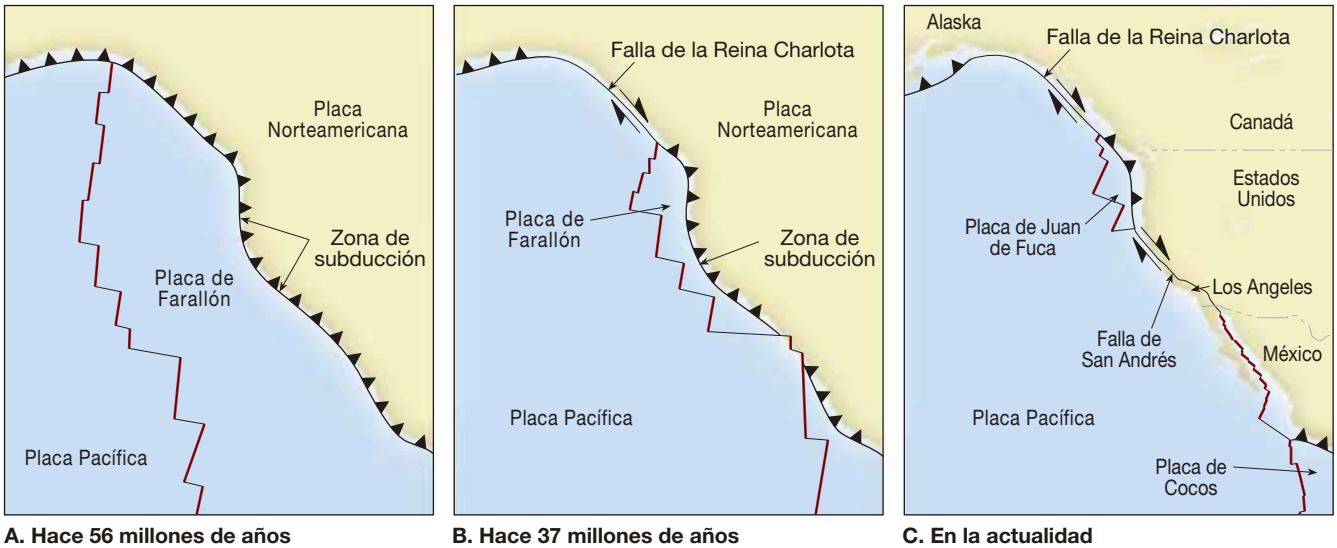
Se ha determinado también que las unidades de corteza oceánica inusualmente gruesas, cuyo grosor supera los 30 km, probablemente no subducirán. Un ejemplo es la llanura de Ontong Java, que es una llanura oceánica gruesa, del tamaño de Alaska, situada en el Pacífico occidental. Hace unos 20 millones de años, esta llanura alcanzó la fosa que constituía el límite entre la placa del Pacífico en subducción y la placa Australiano-Índica suprayacente. Aparentemente demasiado ligera para subducir, la llanura de Ontong Java obstruyó la fosa e interrumpió la subducción en este punto. Consideraremos lo que acaba pasándoles a estos fragmentos de la corteza que son demasiado ligeros para subducir en el capítulo siguiente.

Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica

En 1970, los geólogos empezaron a utilizar las bandas magnéticas y zonas de fractura del fondo oceánico para reconstruir el movimiento de las placas durante los últimos 200 millones de años. A partir de este trabajo, descubrieron que algunas partes, o incluso la totalidad de las cuencas oceánicas, han sido destruidas a lo largo de las zonas de subducción. Por ejemplo, obsérvese que, durante la fragmentación de Pangea que se muestra en la Figura 2.B (pág. 71), la placa Africana rota y se mueve hacia el norte. Al final, el borde septentrional de África colisiona con Eurasia. Durante este acontecimiento, el fondo del océano de Tetis intermedio fue consumido casi por completo en el manto, dejando atrás solo un pequeño resto: el mar Mediterráneo.

Las reconstrucciones de la fragmentación de Pangea también ayudaron a los investigadores a comprender la desaparición de la placa de Farallón, una gran placa oceánica que había ocupado gran parte de la cuenca del Pacífico oriental. La placa de Farallón se encontraba antes frente a la placa del Pacífico, al lado oriental de un centro de expansión situado cerca del centro de la cuenca del Pacífico, como se muestra en la Figura 13.28A. Un resto actual de este centro de expansión, que generó las placas de Farallón y del Pacífico, es la dorsal del Pacífico oriental.

Hace unos 180 millones de años, el continente americano empezó a ser impulsado en dirección oeste por la expansión del fondo oceánico del Atlántico. Por tanto, la placa de Farallón, que subducía por debajo del



A. Hace 56 millones de años **B. Hace 37 millones de años** **C. En la actualidad**

FIGURA 13.28. Ilustración simplificada de la desaparición de la placa de Farallón, que había estado situada a lo largo del borde occidental del continente americano. Puesto que la subducción de la placa de Farallón era más rápida que su generación, se hizo cada vez más pequeña. Los fragmentos restantes de la placa de Farallón, que había sido enorme, son las placas de Juan de Fuca, de Nazca y de Cocos.

continente americano más rápidamente de como se generaba, se hizo cada vez más pequeña (Figura 13.28B). A medida que disminuía su superficie, se rompía en fragmentos más pequeños, algunos de los cuales subdujeron por completo. Los fragmentos restantes de lo que había sido la enorme placa de Farallón son ahora las placas de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca.

La migración hacia el oeste del continente americano también provocó que una sección de la dorsal del Pacífico oriental colisionara con la zona de subducción que antes se había extendido en la costa de California (Figura 13.28B). Cuando este centro de expansión subdujo hacia el interior de la fosa de California, estas estructuras se destruyeron mutuamente y fueron sustituidas por un sistema de fallas transformantes recién generado que da cabida al movimiento diferencial entre las placas de Norteamérica y el Pacífico. A medida que la dorsal subducía más, el sistema de fallas transformantes, que ahora llamamos falla de San Andrés, aumentó su longitud (Figura 13.28B). Un acontecimiento similar generó la falla transformante de la Reina Charlota situada en la costa oeste de Canadá y el sur de Alaska.

A veces los alumnos preguntan...

Si la litosfera oceánica se enfría lo suficiente como para ser más densa que la astenosfera subyacente dentro de unos millones de a os, ¿empezará a subducir?

La convección placa-manto es mucho más complicada que el flujo convectivo clásico que se desarrolla cuando un líquido se calienta desde abajo. En un líquido convectivo, tan pronto como el material de la parte superior se enfría y se hace más denso que el material subyacente, empieza a hundirse. En la convección placa-manto, la capa del límite superior (la litosfera) es un sólido rígido. Para que se desarrolle una nueva zona de subducción, es necesario que exista una zona de fragilidad en algún punto de la capa litosférica. Además, la flotabilidad negativa de la litosfera debe ser suficiente para superar la fuerza de la placa rígida fría. En otras palabras, para que una parte de una placa subduzca, las fuerzas que actúan en la placa deben ser lo suficientemente grandes como para doblar la placa.

En la actualidad, el extremo meridional de la falla de San Andrés conecta con un centro de expansión joven que está generando el golfo de California (Figura 13.29). A causa de este cambio de la geometría de la placa, la del Pacífico ha capturado una banda de Norteamérica (península de la Baja California) y la está transportando en dirección noroeste hacia Alaska a una velocidad aproximada de 6 cm anuales.

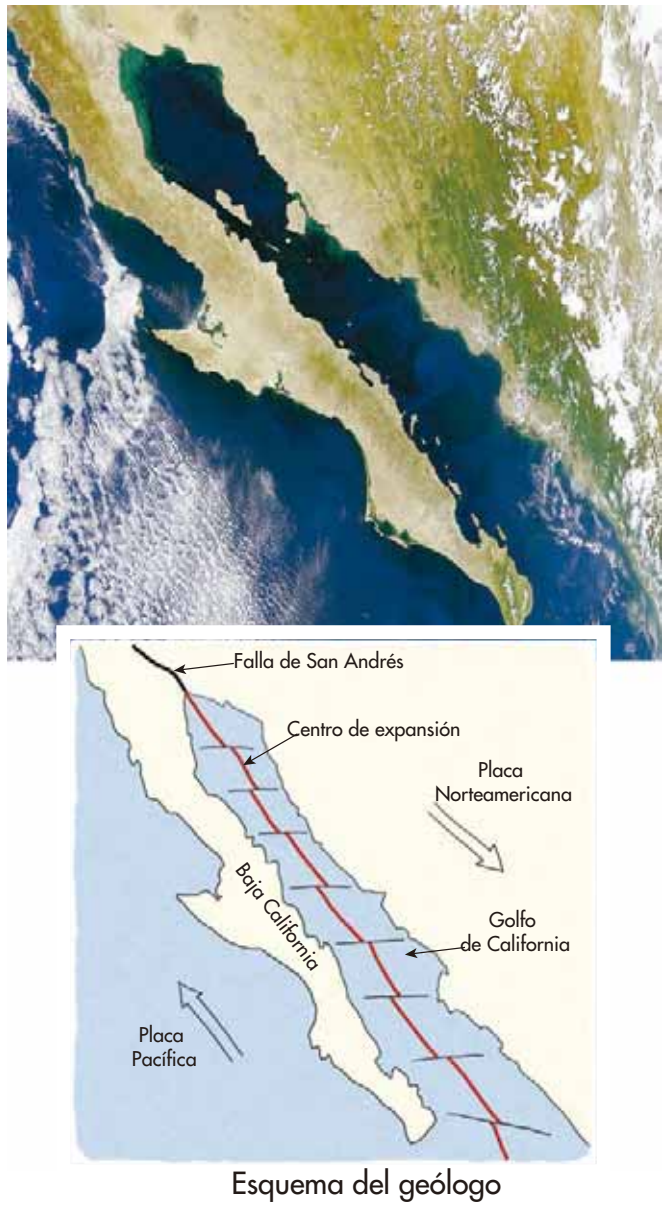


FIGURA 13.29. Imagen de satélite que muestra la separación entre la península de la Baja California y Norteamérica (Imagen cortesía de la NASA).

CAPÍTULO 13 Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico

RESUMEN

- *La batimetría oceánica se determina mediante ecosondas y sonar de haz múltiple,* que rebotan señales sónicas del fondo oceánico. Los receptores, cuya base se encuentra en los barcos, registran los ecos reflejados y miden con precisión el intervalo de tiempo transcurrido entre las señales. Con esta información, se calculan las profundidades oceánicas y se trazan para producir mapas de la topografía del fondo oceánico. Recientemente, las *mediciones por satélite* de la superficie oceánica han añadido datos para cartografiar las estructuras del fondo oceánico.
- Los oceanógrafos que estudian la topografía de las cuencas oceánicas han definido tres unidades principales: *los márgenes continentales, las cuencas oceánicas profundas* y *las dorsales oceánicas (centro oceánicas).*
- Las zonas que constituyen un *margen continental pasivo* son la *plataforma continental* (una superficie sumergida de pendiente suave que se extiende desde la línea de costa hacia las cuencas oceánicas profundas); el *talud continental* (el borde verdadero del continente, con una escarpada pendiente que va desde la plataforma continental hacia las aguas profundas) y el *pie de talud* (inclinación más gradual compuesta de sedimentos que se han desplazado pendiente abajo desde la plataforma continental hasta el fondo oceánico).
- Los *márgenes continentales activos* están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico en zonas donde el borde de un continente se superpone a la litosfera oceánica. En estos lugares, los sedimentos arrancados de la placa oceánica descendente se unen con el continente para formar una acumulación de sedimentos denominada *prisma de acreción.* Un margen continental activo tiene en general una plataforma continental estrecha, que se convierte gradualmente en una fosa oceánica profunda.
- Las cuencas oceánicas profundas se encuentran entre el margen continental y el sistema de dorsales centro oceánicas. Sus estructuras son las *fosas submarinas* (estrechas depresiones alargadas que son las porciones más profundas del océano y que se encuentran donde las placas de corteza en movimiento descienden de nuevo al manto); las *llanuras abisales* (se cuentan entre los lugares más planos que existen sobre la Tierra y consisten en gruesas acumulaciones de sedimentos que fueron apiladas sobre porciones irregulares del fondo oceánico por las corrientes de turbidez); los *montes submarinos* (picos volcánicos situados sobre el fondo oceánico, que se originan cerca de las dorsales oceánicas o asociados a puntos calientes volcánicos) y las *mesetas oceánicas* (grandes provincias basálticas de inundación parecidas a las que se encuentran en los continentes).
- Las *dorsales oceánicas (centro oceánicas),* puntos de expansión del fondo oceánico, se encuentran en los principales océanos y representan más del 20 por ciento de la superficie terrestre. Constituyen, por supuesto, los rasgos más prominentes de los océanos, pues forman una prominencia casi continua que se eleva de 2 a 3 km por encima del fondo de la cuenca oceánica adyacente. Las dorsales se caracterizan por una *posición elevada, una fracturación notable* y *estructuras volcánicas* que se han desarrollado en la corteza oceánica recién formada. La mayor parte de la actividad geológica asociada con las dorsales se produce a lo largo de una estrecha región localizada en la cresta de la dorsal, denominada *zona de rift,* donde el magma de la astenosfera asciende hasta crear nuevos fragmentos de corteza oceánica. La topografía de los distintos segmentos de la dorsal oceánica es controlada por la velocidad de expansión del fondo oceánico.
- La nueva corteza oceánica se forma de una manera continua por el proceso de expansión del fondo oceánico. La corteza superior está compuesta por *lavas almohadilladas* de composición basáltica. Debajo de esta capa hay numerosos diques interconectados (*capa de diques*) por debajo de los cuales se extiende una capa gruesa de gabro. La secuencia entera se denomina *complejo ofiolítico.*
- El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un *rift continental* parecido al rift de África oriental. En las localizaciones donde la ruptura continúa, se desarrolla una cuenca oceánica joven y estrecha, como el mar Rojo. Al final, la expansión del fondo oceánico crea una cuenca oceánica limitada por bordes continentales en rift parecidos al actual océano Atlántico. Los mecanismos de ruptura continental son: el ascenso de las plumas de roca caliente de la profundidad del manto, la elevación de niveles superficiales del manto y las fuerzas que surgen a partir de los movimientos de las placas.
- La litosfera oceánica subduce porque su densidad total es mayor que la de la astenosfera subyacente. La subducción de la litosfera oceánica puede provocar la destrucción de algunas partes, o incluso la totalidad, de las cuencas oceánicas. Un ejemplo clásico es la placa de Farallón, cuya mayor parte subdujo por debajo de las placas americanas a medida que estas se desplazaban hacia el oeste debido a la expansión del fondo oceánico del Atlántico.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico submarino, 413
basalto almohadillado, 422
batimetría, 408
complejo ofiolítico, 422
cuenca oceánica profunda, 414
diques en capas, 422
dorsal centro oceánica, 416
dorsal oceánica, 416
ecosonda, 408
fosa submarina, 414
fumarola negra, 423
guyot, 416
llanura abisal, 415
margen continental, 410
margen continental activo, 414
margen continental pasivo, 412
meseta oceánica, 416
montes submarinos (picos volcánicos, 416
perfil de reflexión sísmica, 409
pie de talud, 413
plataforma continental, 413
prisma de acreción, 414
rift continental, 423
sonar, 408
talud continental, 413

PREGUNTAS DE REPASO

1. Suponiendo que la velocidad media de las ondas sonoras en el agua sea de 1.500 m por segundo, determine la profundidad del agua si la señal enviada por una ecosonda necesita 6 segundos para golpear el fondo y volver al aparato de registro (*véase* Figura 13.2).
2. Describa cómo los satélites que orbitan alrededor de la Tierra pueden determinar las estructuras del fondo oceánico si no pueden observarlas directamente bajo varios kilómetros de agua marina.
3. ¿Cuáles son las tres principales provincias topográficas principales del fondo oceánico?
4. Enumere las tres estructuras principales que comprenden un margen continental pasivo. ¿Cuál de estas estructuras se considera una extensión inundada del continente? ¿Cuál tiene la pendiente más escarpada?
5. Describa las diferencias entre los márgenes continentales activos y pasivos. Asegúrese de incluir cómo varias estructuras los relacionan con la tectónica de placas y dé un ejemplo geográfico de cada tipo de margen.
6. ¿Por qué son más extensas las llanuras abisales en el fondo del Atlántico que en el del Pacífico?
7. ¿Cómo se forma un *monte submarino* con la cúspide plana o *guyot*?
8. Describa brevemente el sistema de dorsales oceánicas.
9. Aunque las dorsales oceánicas pueden elevarse tanto como algunas montañas continentales, ¿en qué se diferencian estas estructuras?
10. ¿Cuál es el origen del magma para la expansión del fondo oceánico?
11. ¿Cuál es la razón principal de la elevada altura del sistema de dorsales oceánicas?
12. ¿Cómo altera el metamorfismo hidrotermal las rocas basálticas que componen el fondo oceánico? ¿Cómo se modifica el agua marina durante este proceso?
13. ¿Qué es una fumarola negra oceánica?
14. Compare y contraste un centro de expansión lento como la dorsal Centroatlántica con una que exhiba una mayor velocidad de expansión, como la dorsal del Pacífico oriental.
15. Describa brevemente las cuatro capas de la corteza oceánica.
16. ¿Cómo se forma un *complejo de diques en capas*? ¿Y la unidad inferior?
17. Nombre un lugar que ejemplifique un rift continental moderno.
18. ¿Qué papel se cree que desempeñan las plumas del manto en la ruptura de un continente?
19. ¿Qué pruebas sugieren que el vulcanismo de puntos calientes no siempre causa la fragmentación de un continente?
20. Explique por qué la litosfera oceánica subduce aunque la corteza oceánica sea menos densa que la astenosfera subyacente.
21. ¿Por qué la litosfera engrosa conforme se separa de la dorsal como consecuencia de la expansión del fondo oceánico?
22. ¿Qué le ocurrió a la placa de Farallón? Nombre las partes restantes.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

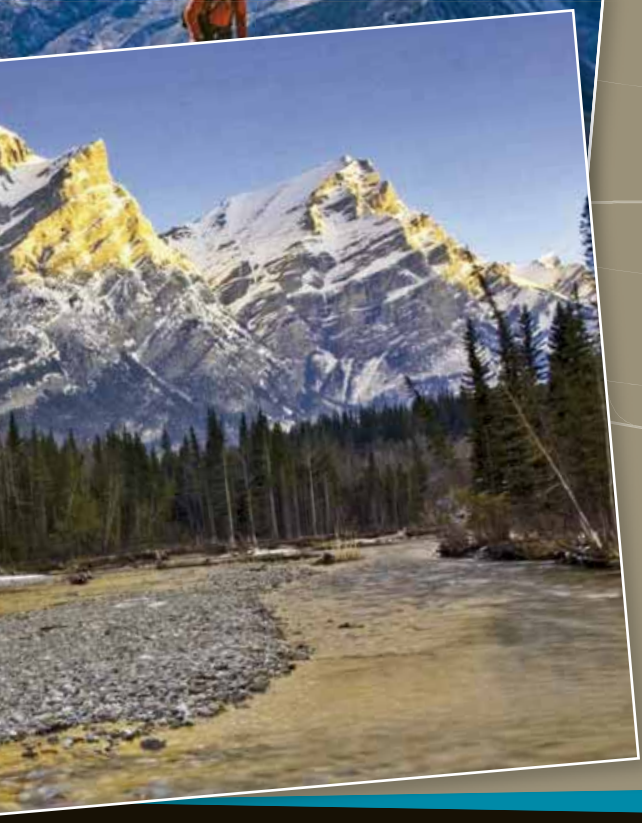
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 14

Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes



Las montañas son, a menudo, espectaculares estructuras que se elevan de una manera abrupta por encima del terreno circundante. Estas majestuosas estructuras pueden ejercer una gran influencia sobre el clima, afectando no solo a la temperatura de una región, sino también a los patrones del viento o a la distribución de las precipitaciones. De aquí se deduce que la elevación de las cadenas montañosas desencadenó profundos cambios en el clima, lo que a su vez alteró el paisaje circundante y ejerció una gran influencia sobre los tipos de hábitat de los organismos vivos.

Algunas montañas aparecen como masas aisladas; el cono volcánico Kilimanjaro, por ejemplo, se yergue casi a 6.000 m por encima del nivel del mar, y contempla desde lo alto las extensas praderas de África oriental. Otros picos forman parte de cinturones montañosos extensos, como la cordillera Americana, que transcurre casi sin interrupción desde el extremo sur de Sudamérica hasta Alaska. Cadenas como la del Himalaya muestran picos jóvenes extremadamente altos que siguen ascendiendo todavía mientras que otros, entre ellos los Apalaches del este de Estados Unidos, son mucho más antiguos y han sido erosionados muy por debajo de sus altitudes originales.

Muchos de los principales cinturones montañosos muestran signos de enormes fuerzas horizontales que han plegado, fallado y, generalmente, deformado grandes secciones de la corteza terrestre. Aunque los estratos plegados y fallados contribuyen al aspecto majestuoso de las montañas, gran parte del mérito de su belleza debe atribuirse a la meteorización, los procesos gravitacionales y la acción de la erosión producidos por las corrientes de agua y por el hielo glaciar, que esculpen esas masas levantadas en un esfuerzo interminable por reducirlas hasta el nivel del mar. En este capítulo examinaremos la naturaleza de las montañas y los procesos que determinan su localización y estructura.

FORMACIÓN DE LAS MONTAÑAS

Se ha producido formación de montañas durante el pasado geológico reciente en varios lugares del mundo (Figura 14.1). Esos jóvenes cinturones montañosos abarcan la cordillera Americana, que transcurre a lo largo del margen oeste del continente Americano desde el cabo de Hornos hasta Alaska e incluye los Andes y las montañas Rocosas; la cadena Alpina-Himalaya, que se extiende desde el Mediterráneo hasta el norte de India e Indochina, atravesando Irán, y los terrenos montañosos del Pacífico oriental, que comprenden arcos de islas volcánicas como Japón, Filipinas y Sumatra. La mayoría de esos jóvenes cinturones montañosos se formó en los últimos 100 millones de años (Figura 14.2). Algunos, entre ellos el Himalaya, empezaron su crecimiento hace tan solo 50 millones de años.

Además de estos jóvenes cinturones montañosos, existen también en nuestro planeta varias cadenas montañosas del Paleozoico. Aunque esas estructuras más antiguas están profundamente erosionadas y son topográficamente menos prominentes, poseen claramente los mismos rasgos estructurales encontrados en las montañas más jóvenes. Los Apalaches al este de los Estados Unidos y los Urales en Rusia son ejemplos clásicos de este grupo de cinturones montañosos más antiguos.

El término asignado a los procesos que producen colectivamente un cinturón montañoso es el de **orogénesis** (*oros* = montaña; *genesis* = llegar a ser). La mayor parte de los **cinturones montañosos** principales exhiben pruebas visuales destacables de las grandes fuerzas horizontales que han acortado y engrosado la corteza. Estas montañas compresivas tienden a contener grandes cantidades de rocas sedimentarias preexistentes y fragmentos cristalinos de la corteza que se han retorcido en una serie de pliegues (Figura 14.3). Aunque el plegamiento y la fracturación suelen ser los signos más visibles de orogénesis, el metamorfismo y la actividad ígnea están siempre presentes en diversos grados.

FIGURA 14.1. Denali, que significa «la grandiosa» en el idioma atabascano indígena, es el pico más elevado de América del norte, que se eleva a 6.000 m sobre el nivel del mar. Situado en la cordillera de Alaska, Denali, el pico a la izquierda, tiene por nombre oficial monte McKinley, en honor al presidente William McKinley (Foto de Michael Collier.).

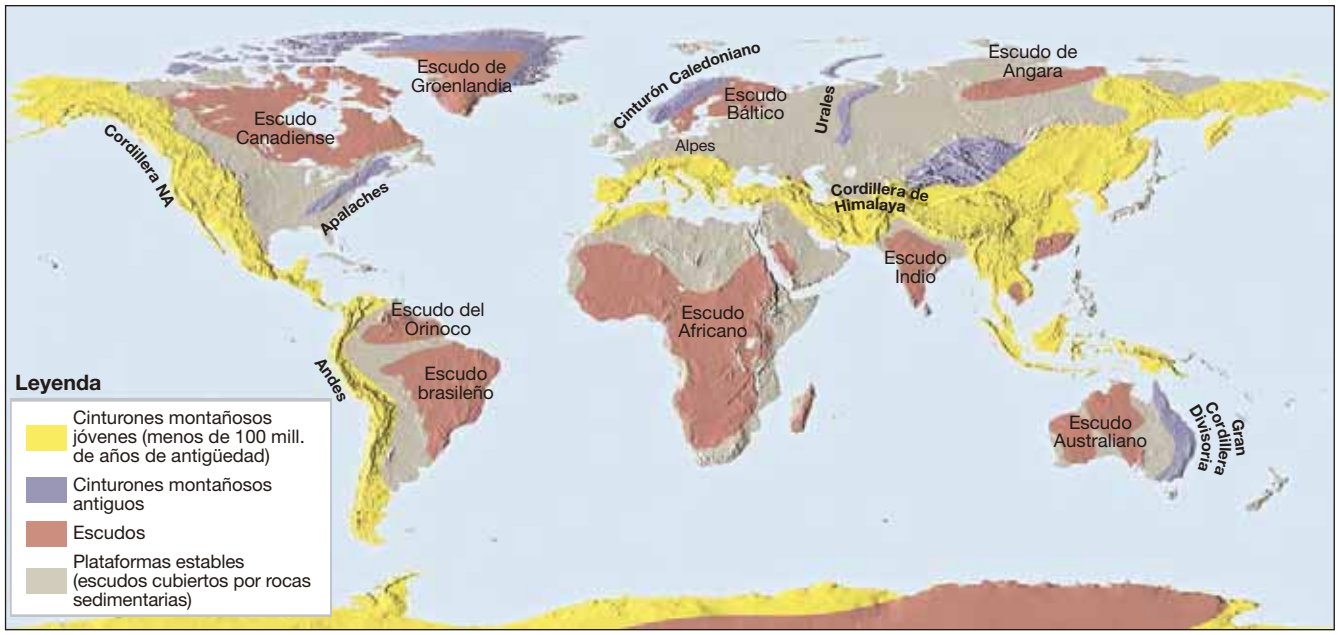


FIGURA 14.2. Principales cinturones montañosos de la Tierra.

¿Cómo se forman las cadenas montañosas? Ya en época de los antiguos griegos, esta pregunta intrigaba a algunos de los más reputados filósofos y científicos. Una de las primeras propuestas sugería que las montañas son simplemente arrugas de la corteza terrestre producidas cuando el planeta se enfrió a partir de su estado semifundido original. De acuerdo con esta teoría, a medida que la Tierra perdía calor, se contraía y se encogía. En respuesta a este proceso, la corteza se deformó de una manera parecida a como se encoge la piel de una naranja cuando la fruta se va secando. Sin embargo, ni ésta ni ninguna de las primeras hipótesis pudo resistir un escrutinio científico.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, ha surgido un modelo para la orogénesis con un excelente poder explicativo. De acuerdo con este modelo, la mayor parte de la formación de las montañas terrestres se produce en los bordes de placa convergentes, donde la litosfera oceánica se sumerge en el manto.

FIGURA 14.3. Estratos sedimentarios muy deformados expuestos en la cara del monte Kidd en Alberta. Estas rocas sedimentarias son depósitos de la plataforma continental que fueron desplazados hacia el interior de Canadá por cabalgamientos con ángulos bajos (Foto de Tom Neversely/Photolibrary).

A veces los alumnos preguntan...

Se ha mencionado que la mayoría de las monta as son el resultado de la deformación de la corteza. ¿Existen zonas que exhiban topografía monta osa pero que se hayan producido sin deformación de la corteza?

Sí. Las llanuras, zonas de rocas elevadas esencialmente horizontales, son un ejemplo de una estructura que las fuerzas erosivas pueden diseccionar profundamente y convertirla en paisajes montañosos, accidentados. Aunque estas zonas elevadas son topográficamente parecidas a las montañas, carecen de las estructuras asociadas con la orogénesis. La situación opuesta también existe. Por ejemplo, la sección del Piedmont de los Apalaches orientales exhibe una topografía casi tan suave como la de las Grandes Llanuras. Aun así, puesto que esta región está compuesta de rocas metamórficas deformadas, fracturadas y plegadas, claramente forma parte de los Apalaches.

CONVERGENCIA Y PLACAS EN SUBDUCCIÓN

En sus esfuerzos para desvelar los acontecimientos que producen las montañas, los investigadores estudian las antiguas estructuras montañosas así como los lugares donde la orogénesis está activa en la actualidad. De especial interés son los límites de placas convergentes, donde subducen las placas litosféricas. La subducción de la litosfera oceánica genera los terremotos más intensos y las erupciones volcánicas más explosivas, además de desempeñar un papel fundamental en la formación de muchos de los cinturones montañosos de la Tierra.

Principales estructuras de las zonas de subducción

Las zonas de subducción pueden dividirse aproximadamente en las cuatro regiones siguientes: 1) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; 2) una *fosa oceánica profunda*, que se forma donde una placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenosfera; 3) una *región de antearco* situada entre la fosa y el arco volcánico, y 4) una *región de retroarco* (o *trasarco*) al lado del arco volcánico opuesto a la fosa. Aunque todas las zonas de subducción exhiben estas estructuras, existe una gran cantidad de variación, tanto a todo lo largo de una sola zona de subducción como entre zonas de subducción diferentes.

Arcos volcánicos

Quizá la estructura más evidente generada por la subducción es el *arco volcánico* (Figura 14.4). Donde convergen dos capas oceánicas, una subduce debajo de la otra y se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situada encima de la placa que subduce. Eso acaba conduciendo al crecimiento de un **arco volcánico de islas**, o simplemente **arco insular**, sobre el fondo oceánico. Son ejemplos de arcos insulares activos los de las Marianas, las Tonga y las Aleutianas (Figura 14.5).

En los lugares donde la litosfera oceánica subduce por debajo de un bloque continental, surge un **arco volcánico continental**. Aquí, el arco volcánico se forma sobre la topografía más elevada de las rocas continentales más antiguas y forma picos volcánicos que pueden alcanzar los 6.000 m por encima del nivel del mar.

Fosas oceánicas profundas

Las fosas oceánicas profundas se forman cuando la litosfera oceánica se dobla al descender hacia el manto. La profundidad de la fosa parece estar estrechamente relacionada con la edad y, por tanto, la temperatura de la capa oceánica en subducción además de la disponibilidad de los sedimentos. En el Pacífico occidental, donde la litosfera oceánica es fría, las capas oceánicas densas

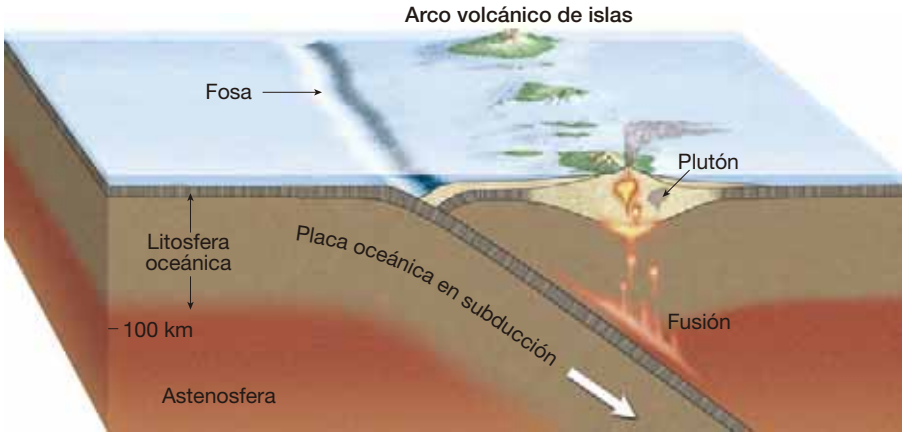


FIGURA 14.4. Desarrollo de un arco volcánico por la convergencia de dos placas oceánicas. La continua subducción provoca el desarrollo de gruesas unidades de corteza de tipo continental.

FIGURA 14.5. Tres de las numerosas islas volcánicas que forman el arco de las Aleutianas. Esta banda estrecha de vulcanismo es el resultado de la subducción de la placa del Pacífico. En la distancia se encuentra el volcán Great Sitkin (772 m), que los aleutianos llaman el «Gran vaciador de intestinos», por su frecuente actividad. (Foto de Bruce D. Marsh.)

descienden hacia el manto en empinados ángulos y producen fosas con profundidades medias de 7 a 8 km por debajo el nivel del mar. Un ejemplo conocido es la fosa de las Marianas, en la que la zona más profunda se encuentra a más de 11 km por debajo del nivel del mar. Por el contrario, a la zona de subducción de Cascadia, a poca distancia de la costa de Washington y Oregón le falta una fosa bien definida, en parte porque la placa cálida y flotante de Juan de Fuca subduce activamente a un ángulo muy pequeño. Además, una gran cantidad de sedimentos provenientes de la cuenca del río Columbia cubre en gran parte lo que de otra forma sería una fosa poco profunda de 2 a 3 km de profundidad.

Regiones de antearco y de retroarco

Situadas entre los arcos volcánicos en desarrollo y las fosas oceánicas profundas se encuentran las regiones *anteriores al arco*, en las que el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan. Además, la placa que subduce transporta los sedimentos del fondo oceánico hacia la zona antearco.

Otro lugar en el que los sedimentos y los derrubios volcánicos se acumulan es la región de *retroarco*, que se sitúa al lado del arco volcánico frente a la fosa. En esas regiones, las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se estire y se adelgace.

Dinámica en las zonas de subducción

Dado que las zonas de subducción se forman en el lugar en el que dos placas convergen, es natural suponer que las grandes fuerzas compresivas actúan para deformar los bordes de las placas. Sin embargo, los bordes convergentes *no son siempre* regiones dominadas por las fuerzas compresivas.

Extensión y expansión la zona de retroarco

A lo largo de algunos bordes convergentes de placa, las placas suprayacentes están sometidas a tensión, lo cual provoca el estiramiento y el adelgazamiento de la corteza. ¿Pero cómo actúan los procesos extensionales cuando dos placas se mueven juntas?

Se cree que la edad de la capa oceánica en subducción desempeña un papel importante en la determinación de las fuerzas dominantes que actúan en la placa suprayacente. Cuando una capa relativamente fría y densa subduce, *no* sigue un camino fijo hacia la astenosfera. Antes bien, se hunde verticalmente a medida que desciende, haciendo que la fosa se retire o «remita», como se muestra en la Figura 14.6. Conforme la placa en subducción se hunde, crea un flujo denominado *succión de la capa* en la astenosfera que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada. (¡Imaginemos qué pasaría si estuviéramos sentados en un bote salvavidas cerca del *Titanic* mientras este se hunde!) Como consecuencia, la placa suprayacente está sometida a tensión y puede alargarse y adelgazarse. Si la tensión se mantiene durante el tiempo suficiente, se formará una **cuenca de retroarco.**

Recordemos del Capítulo 13 que el adelgazamiento y la ruptura de la litosfera se traduce en el afloramiento de las rocas calientes del manto y la fusión por descompresión que lo acompaña. La extensión continuada inicia un tipo de expansión del fondo oceánico que genera nueva corteza oceánica y, de este modo, aumenta el tamaño de una cuenca de retroarco en desarrollo. En la actualidad la expansión del fondo oceánico está alargando las cuencas de retroarco que se encuentran en dirección a las islas Marianas y Tonga.

SUBDUCCIÓN Y FORMACIÓN DE LAS MONTAÑAS

La subducción de la litosfera oceánica da lugar a dos tipos distintos de estructuras tectónicas. Cuando la litosfera oceánica subduce por debajo de una placa oceánica, se desarrollan una *isla volcánica* y las estructuras tectónicas relacionadas. La subducción por debajo de

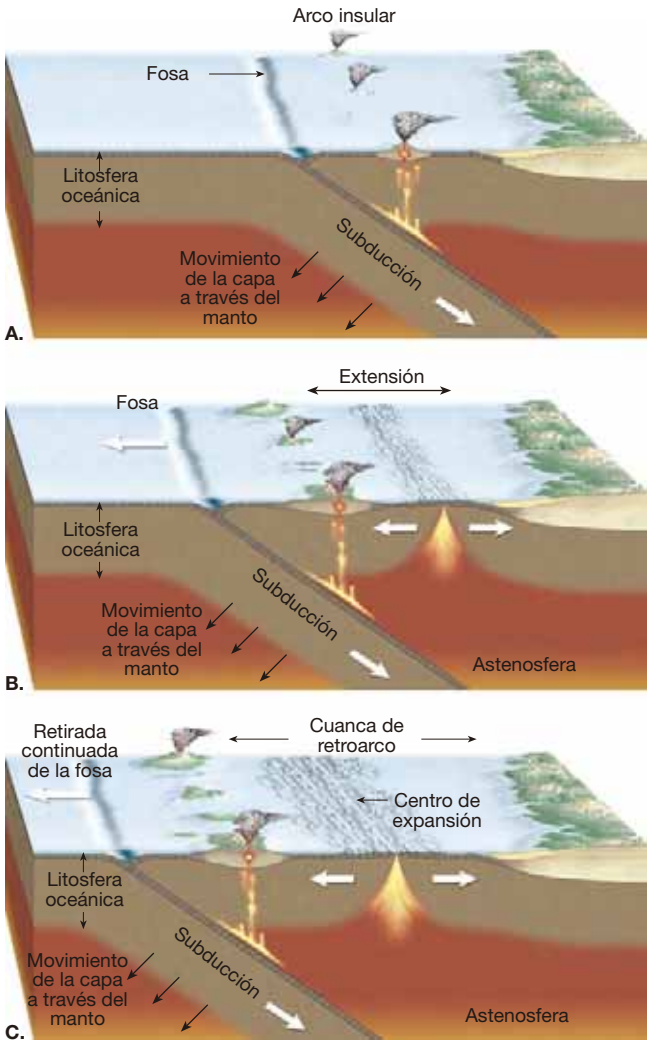


FIGURA 14.6. Modelo en el que se muestra la formación de una cuenca de retroarco. La subducción y la «remisión» de una capa oceánica crea un flujo, el manto que «tira», de la placa superior, que no subduce, hacia la fosa en retirada. La ruptura puede provocar el desarrollo de un centro de expansión.

un bloque continental, en cambio, se traduce en la formación de un arco volcánico a lo largo del borde de un continente (Recuadro 14.1). Los bordes de placa que generan arcos volcánicos continentales suelen denominarse **bordes de tipo andino**.

Arcos volcánicos de islas

Los arcos insulares son consecuencia de la subducción constante de la litosfera oceánica, que puede durar 200 millones de años o más. La actividad volcánica periódica, la situación de cuerpos plutónicos ígneos en profundidad y la acumulación de sedimentos procedentes de la placa en subducción aumentan de manera gradual el volumen del material de la corteza que cubre la placa superior. Algunos arcos volcánicos de islas maduros, como el de Japón, parecen haberse formado sobre un fragmento preexistente de corteza continental.

El desarrollo continuado de un arco volcánico de islas maduro puede traducirse en la formación de una topografía montañosa compuesta de cinturones de rocas ígneas y metamórficas. Sin embargo, se considera esta actividad solo como una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Como veremos más adelante, algunos arcos volcánicos son transportados por una placa en subducción hacia el borde de un gran bloque continental, donde se convierten en una parte de un gran episodio de formación de montañas.

Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino

La primera etapa en el desarrollo de un cinturón montañoso de tipo andino tiene lugar a lo largo de un *margen continental pasivo* antes de la formación de la zona de subducción. La costa este de Estados Unidos proporciona un ejemplo actual de un margen continental pasivo donde el depósito de sedimentos en la plataforma continental está produciendo una plataforma gruesa de areniscas, calizas y lutitas de aguas someras (Figura 14.7A). En algún punto las fuerzas que impulsan el movimiento de las placas se modifican y se desarrolla una zona de subducción a lo largo del margen del continente. Es precisamente a lo largo de estos *márgenes continentales activos* donde toman forma de una manera gradual tres elementos estructurales diferenciados de un cinturón montañoso en desarrollo: los arcos volcánicos, los prismas de acreción y las cuencas de antearco (Figura 14.7B).

Formación de un arco volcánico

Recordemos que a medida que la litosfera oceánica desciende hacia el manto, el aumento de las temperaturas y las presiones provoca la salida de los volátiles (principalmente agua) de las rocas de la corteza. Estos fluidos móviles migran hacia arriba en la pieza en forma de prisma del manto situado entre la capa en subducción y la placa superior. Una vez que la capa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 km, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de las rocas calientes del manto lo suficiente como para provocar algo de fusión (Figura 14.7B). La fusión parcial de la roca ultramáfica peridotita genera *magmas primarios*, con composiciones máficas (basálticas). Puesto que estos magmas basálticos recién formados son menos densos que las rocas a partir de las cuales se han originado, ascenderán flotando. Al alcanzar la base de la corteza continental, que está formada de componentes rocosos de baja densidad, generalmente estos magmas basálticos se acumulan formando bolsadas. (Cuando la corteza se estira y adelgaza o si el magma está especialmente

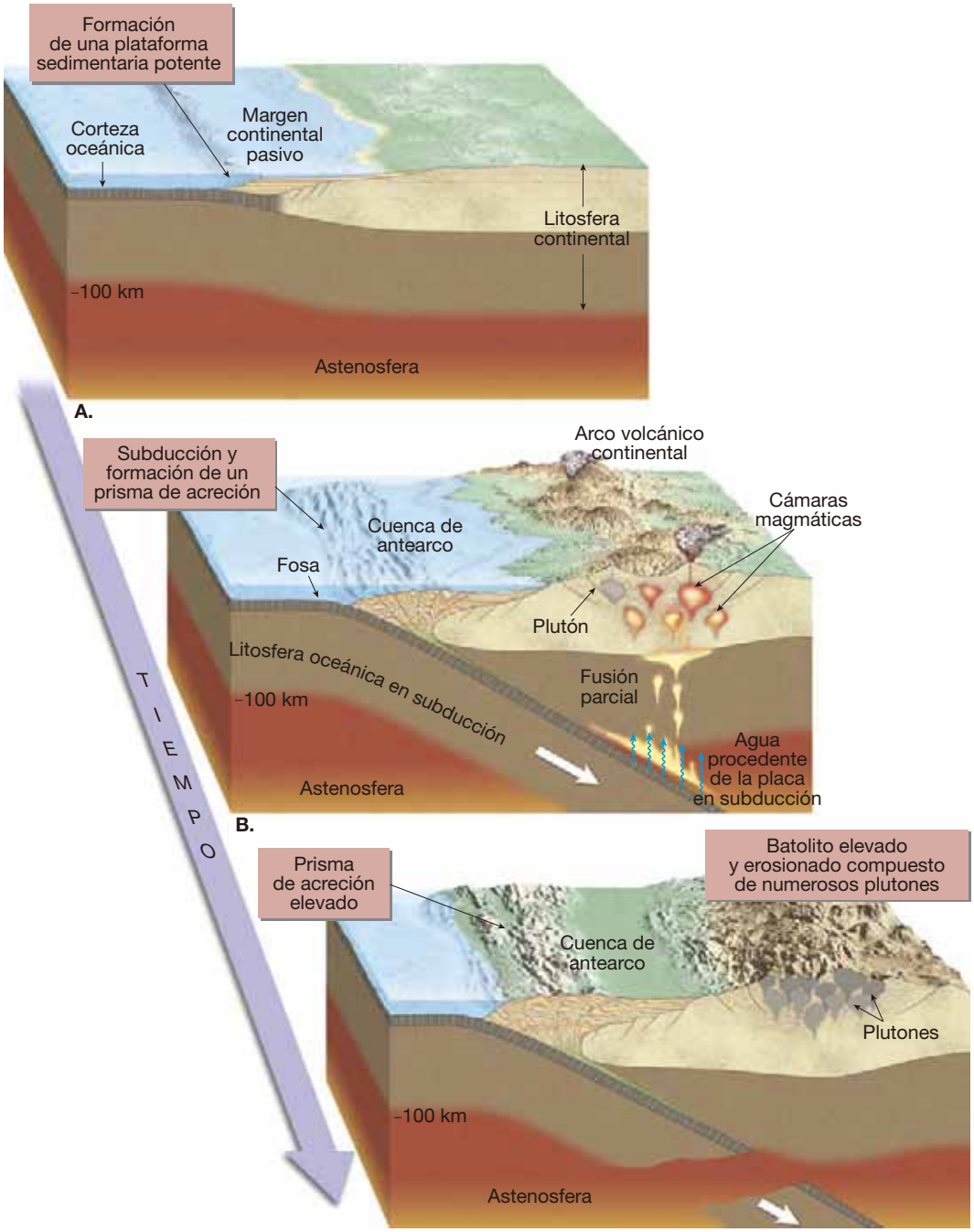


FIGURA 14.7. Orogénesis a lo largo de una zona de subducción de tipo andino. **A.** Margen continental pasivo con una extensa cuña de sedimentos. **B.** La convergencia entre placas genera una zona de subducción, y la fusión parcial produce un arco volcánico en desarrollo. La convergencia continua y la actividad ígnea deformaron más y aumentaron el grosor de la corteza, elevando el cinturón montañoso, mientras se desarrolla un prisma de acreción. **C.** La subducción acaba y es seguida por un periodo de elevación y erosión.

caliente [plumas del manto], son frecuentes las grandes emanaciones de magma basáltico.)

El ascenso continuo a través de la gruesa corteza continental suele realizarse mediante la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se depositan fuera del magma, dejando el fundido restante enriquecido en sílice y otros componentes «ligeros» (*véase* Capítulo 4). Por tanto, a través de la diferenciación magmática, un magma basáltico comparativamente denso pude generar fundidos «ligeros» de baja densidad.

El vulcanismo a lo largo de los arcos continentales está dominado por la erupción de lavas y materiales piroclásticos de composición andesítica, con una menor presencia de rocas basálticas y riolíticas. Dado que el agua procedente de la placa en subducción es necesaria para la

ENTENDER LA TIERRA

Terremotos en el noroeste del Pacífico

RECUADRO 14.1

En los estudios sísmicos se ha demostrado que la zona de subducción de Cascadia frente a la costa de Washington y Oregón exhibe menos actividad sísmica que cualquier otra zona de subducción del borde de la cuenca Pacífica (Figura 14.A). ¿Significa eso que los terremotos no suponen ninguna gran amenaza para los centros de población del noroeste del Pacífico? Durante algún tiempo, ésta era la creencia convencional. No obstante, esa opinión cambió con el descubrimiento de pantanos y bosques litorales enterrados que se explican por el hundimiento rápido que acompaña un gran terremoto.

La zona de subducción de Cascadia es muy parecida al borde convergente del centro de Chile, donde la capa oceánica desciende a un ángulo pequeño de unos 10-15 grados. En Chile, los efectos de las grandes fuerzas compresivas se perciben regularmente en forma de fuertes terremotos. El terremoto más fuerte jamás registrado ocurrió allí en 1960, Mw 9,5. La investigación predice que la subducción a ángulos pequeños se traduce en un ambiente que conduce a grandes terremotos (Mw 8,0 o mayor). Una explicación parcial reside en el hecho de que en esos lugares, existe una gran zona de contacto entre la placa superior y la placa en subducción. Esto, y otras pruebas relacionadas, han llevado a concluir a algunos científicos que la zona de subducción de Cascadia está avocada a sufrir un gran terremoto.

FIGURA 14.A. Escena en el exterior de un edificio histórico de Pioneer Square después del terremoto de Seattle el 28 de febrero de 2001 (Foto de Tim Crosby/Newsmakers/Liaison Agency, Inc.).

Sin embargo, las pruebas también sugieren que es poco probable un acontecimiento potencialmente catastrófico, al menos a corto plazo. En los estudios realizados a lo largo de las zonas costeras del noroeste del Pacífico durante las últimas décadas, se indica que la tensión elástica no se está acumulando en la medida necesaria para que se produzca un gran terremoto.

¿Qué opinión es correcta? ¿Un gran terremoto en el noroeste del Pacífico es inminente o improbable? La investigación continuada está intentando resolver esta cuestión. Mientras tanto, quienes vivan en la región que rodea la zona de subducción de Cascadia deberían conocer las precauciones que deben tomarse para mitigar los efectos de un gran terremoto.

fusión, estos magmas derivados del manto están enriquecidos en agua y otros volátiles (el componente gaseoso del magma). Estos magmas andesíticos cargados de gases son los que producen las erupciones explosivas características de los arcos volcánicos (Figura 14.8).

Emplazamiento de los batolitos

Dada su baja densidad y su gran espesor, la corteza continental es un gran impedimento para el ascenso de la roca fundida. Por consiguiente, un porcentaje elevado de la cantidad que intruye en la corteza nunca alcanza la superficie; en lugar de eso, cristaliza en profundidad y forma masivos plutones ígneos denominados *batolitos*. El resultado de esta actividad es el engrosamiento de la corteza. La situación de estos cuerpos ígneos calientes provocará el metamorfismo de la roca encajante a través del proceso denominado metamorfismo de contacto (*véase* Capítulo 8).

Al final, la elevación y la erosión desentierran los batolitos, que están constituidos por numerosos plutones interconectados (*véase* Figura 14. 7C). La Cordillera americana cuenta con varios batolitos masivos, entre ellos el de Sierra Nevada de California, el batolito de la Sierra Costera en el oeste de Canadá y varios grandes cuerpos ígneos en los Andes (Figura 14.9). La mayoría de los batolitos está compuesta de rocas ígneas intrusivas cuya composición varía de granito a diorita.

Desarrollo de un prisma de acreción

Durante la formación de los arcos volcánicos, los sedimentos sin consolidar transportados en la placa en subducción, así como los fragmentos de la corteza oceánica,

FIGURA 14.8. El volcán Redoubt está al este de Cook Inlet, Alaska. Este volcán de una zona de subducción ha entrado en erupción cinco veces desde 1900, la última vez en 2009. La erupción de 1989 sorprendió al vuelo 867 de las aerolíneas Royal Dutch. A pesar de que los cuatro motores fallaron temporalmente, el avión aterrizó sin daños en Anchorage (Foto de Michael Collier).

pueden ser arrancados y adosarse a la superficie de la placa suprayacente. La acumulación caótica resultante de sedimentos deformados y fallados y fragmentos de la corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (Figura 14.7B). Los procesos que deforman estos sedimentos se han comparado a lo que le sucede a un prisma de suelo a medida que es arrancado y empujado delante de un bulldozer en marcha.

Algunos de los sedimentos que componen un prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y luego fueron transportadas a la zona de subducción por el movimiento de la placa (Figura 14.10). Otros materiales derivan del arco volcánico adyacente y están compuestos de cenizas volcánicas y otros productos piroclásticos.

La subducción prolongada, en las regiones donde los sedimentos abundan, puede engrosar el prisma de acreción lo bastante como para que sobresalga por encima del nivel del mar. Eso ha sucedido a lo largo del extremo meridional de la fosa de Puerto Rico, donde la cuenca del río Orinoco de Venezuela es una región fuente importante. El prisma resultante emerge para formar la isla de Barbados. Por el contrario, algunas zonas de subducción tienen prismas de acreción mínimos o no los tienen. La fosa de las Marianas, por ejemplo, tiene un prisma de acreción poco desarrollado, en parte porque está lejos de una fuente relevante de sedimentos.

No todos los sedimentos disponibles se convierten en parte del prisma de acreción; antes bien, algunos son arrastrados al área de subducción sobre la placa descendente. Conforme estos sedimentos descienden, la presión aumenta de una manera constante, pero las temperaturas dentro de los sedimentos se mantienen relativamente bajas, porque están en contacto con la placa fría que se hunde. Esta actividad genera una serie de minerales metamórficos de presión elevada y baja temperatura. Debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados ascenderán flotando hacia la superficie. Este «reflujo» tiende a mezclar y revolver los sedimentos

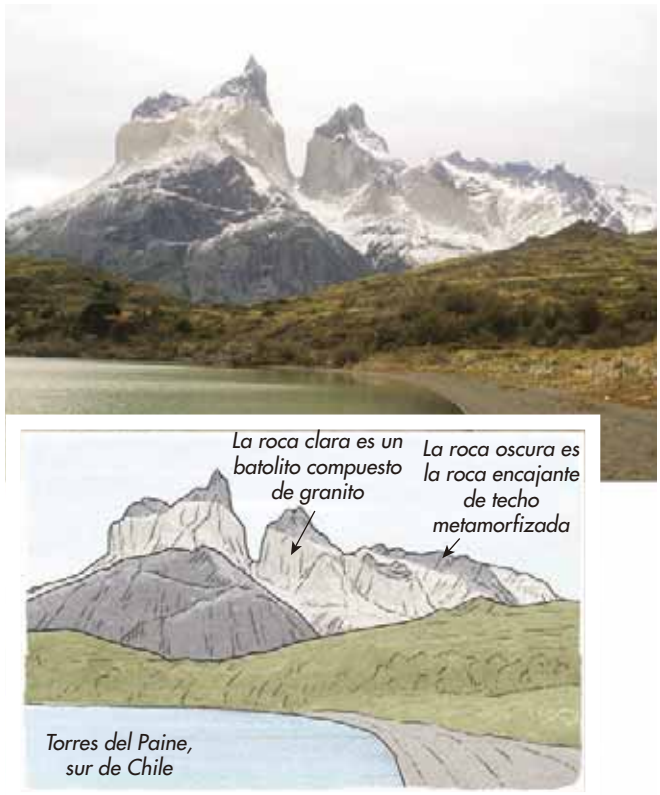


FIGURA 14.9. Torres del Paine en el sur de Chile. Estas zonas montañosas al este de los elevados Andes centrales están formadas principalmente por un batolito de granito (color claro) cubierto por una capa de rocas metamórficas (color oscuro) (Foto de Michael Collier).

del interior del prisma de acreción. Por tanto, un prisma de acreción evoluciona y se convierte en una estructura compleja formada por rocas sedimentarias fracturadas y plegadas, y fragmentos de corteza oceánica intermezclados con las rocas metamórficas formadas durante el proceso de subducción. La estructura única de los prismas de acreción ha ayudado enormemente a los geólogos en su intento de reconstruir los acontecimientos que han generado nuestros continentes actuales.

Cuencas de antearco

A medida que el prisma de acreción crece en dirección ascendente, tiende a actuar como barrera al movimiento de los sedimentos desde el arco volcánico hacia la fosa. Como consecuencia, los sedimentos empiezan a reunirse entre el prisma de acreción y el arco volcánico. Esta región, compuesta de capas de sedimentos relativamente no deformadas y rocas sedimentarias, se denomina **cuenca de antearco** (Figura 14.7B). El descenso y la sedimentación continuada en las cuencas de antearco pueden generar una secuencia de estratos sedimentarios horizontales de varios kilómetros de espesor.

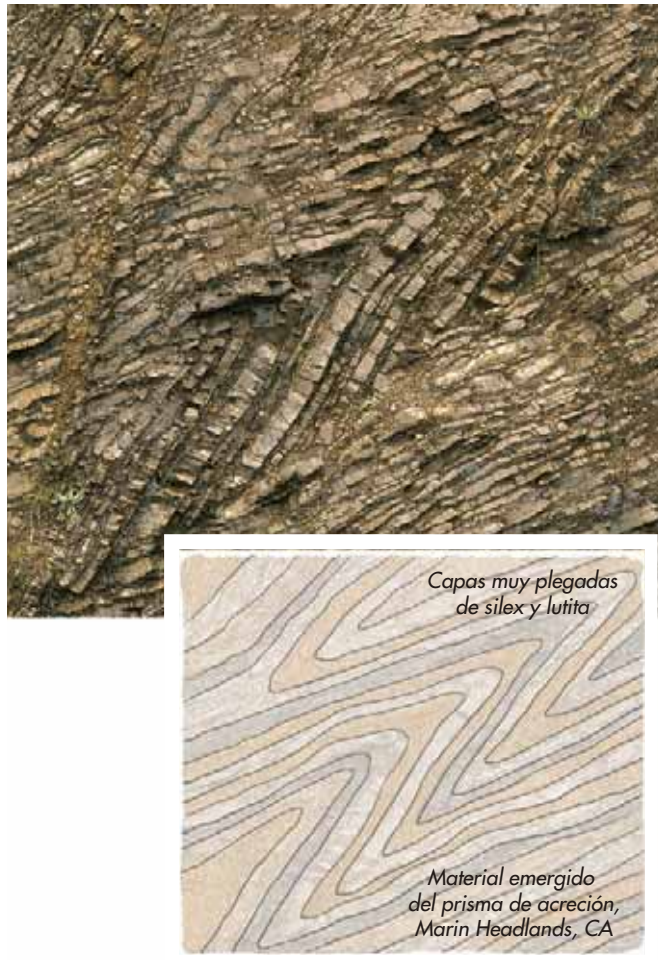


FIGURA 14.10. Capas interestratificadas de silex y lutita que han sido firmemente plegadas por esfuerzos compresivos durante la formación de un prisma de acreción. Un periodo reciente de levantamiento ha expuesto estos estratos deformados cerca de Marin Headlands, al norte de San Francisco. (Foto de Michael Collier.)

Sierra Nevada, las Sierras Costeras y el Gran Valle

Sierra Nevada, las Sierras Costeras y el Gran Valle en California son excelentes ejemplos de las estructuras que habitualmente se generan a lo largo de las zonas de subducción de tipo andino (Figura 14.11). En la breve visión de conjunto que se ofrece se examinan los procesos que impulsan la formación de montañas en este ambiente.

Sierra Nevada y las Sierras Costeras de California (Figura 14.11) son cinturones montañosos que se produjeron por la subducción de una parte de la cuenca del Pacífico (placa de Farallón) debajo del borde occidental de California (*véase* Figura 13.28, pág. 431). El batolito de Sierra Nevada es un resto del arco volcánico continental que fue generado por numerosas oleadas de

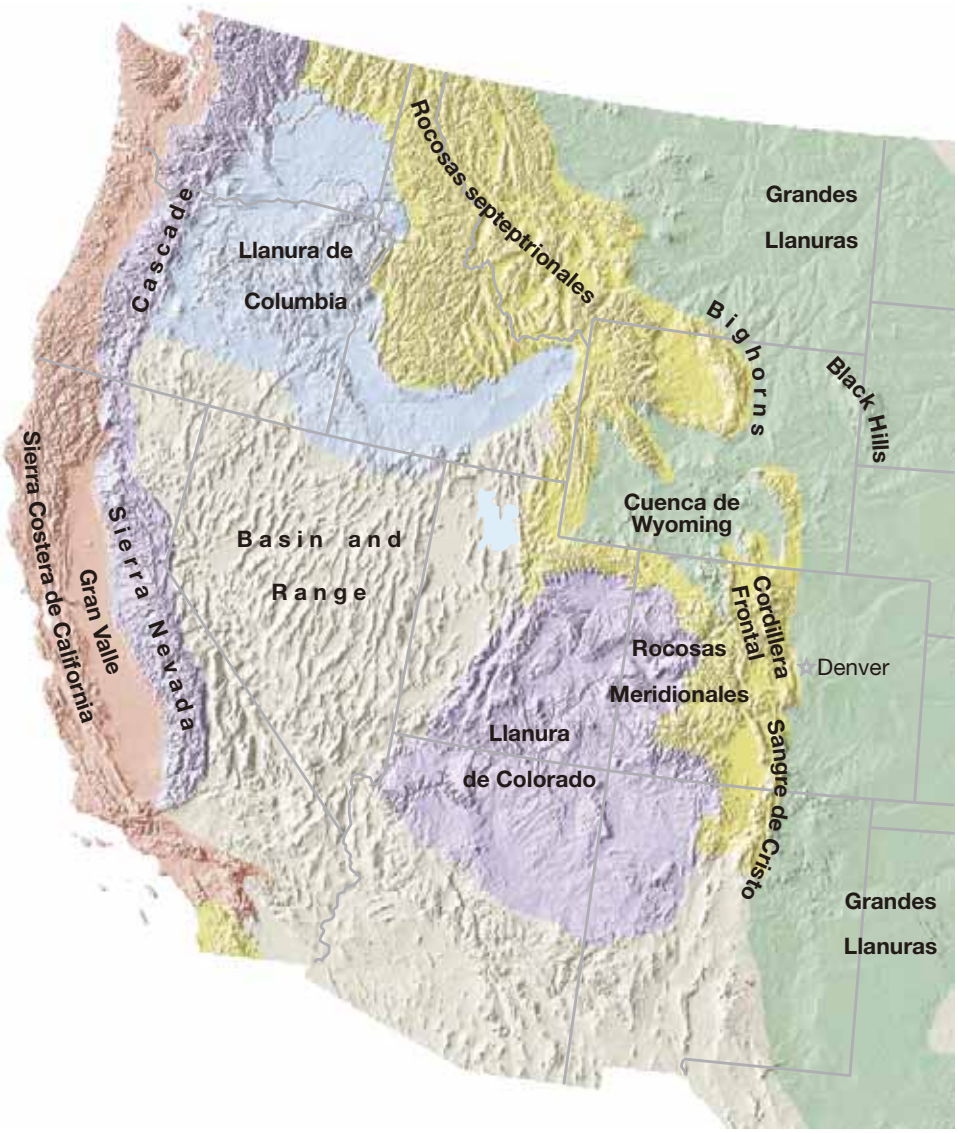


FIGURA 14.11. Mapa de las montañas y las regiones de relieve del oeste de los Estados Unidos (Tomado de Thelin y Pike, U. S. Geological Survey).

magma a lo largo de 10 millones de años. Las Sierras Costeras se formaron por la acumulación masiva de sedimentos (prisma de acreción) que se acumularon en el margen continental.

La subducción, que empezó hace unos 30 millones de años, cesó de manera gradual a lo largo de gran parte del borde de Norteamérica a medida que el centro de expansión que produjo la placa de Farallón entraba en la fosa de California (*véase* Figura 13.26). El levantamiento y la erosión que siguieron a este acontecimiento han eliminado gran parte de la evidencia de la actividad volcánica antigua y han dejado expuesto un núcleo de rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas asociadas que componen Sierra Nevada. El levantamiento de las Sierras Costeras tuvo lugar solo recientemente, como demuestran los jóvenes sedimentos, no consolidados, que todavía cubren zonas de estas tierras elevadas.

El Gran Valle de California es un resto de la cuenca de antearco que se formó entre Sierra Nevada y las Sierras Costeras, ambas en desarrollo. Durante gran parte de su historia, algunas partes del Gran Valle se extienden por debajo del nivel del mar. Esta cuenca llena de sedimentos contiene gruesos depósitos marinos y derrubios erosionados del arco volcánico continental.

En resumen, el crecimiento de cinturones montañosos en las zonas de subducción es una respuesta al engrosamiento de la corteza provocado por la adición de rocas ígneas derivadas del manto. Además, el acortamiento y el engrosamiento de la corteza tienen lugar a lo largo de los bordes continentales como consecuencia de la convergencia.

CINTURÓN OROGÉNICO O MONTAÑOSO COLISIONAL

CONVERGENT BOUNDARIES
- Continental Collisions
- Crustal Fragments and Mountain Building

Casi todos los cinturones montañosos se generan cuando uno o más fragmentos de la corteza colisionan con un margen continental como resultado de la subducción. La litosfera oceánica es relativamente densa y subduce con facilidad, la corteza continental contiene cantidades importantes de materiales de baja densidad y es demasiado flotante como para experimentar una subducción apreciable. Por consiguiente, la llegada de la litosfera continental a la fosa se traduce en una colisión con el borde del bloque continental suprayacente y la interrupción de la subducción.

Fragmentos de corteza (terranes) y formación de las montañas

El proceso de colisión y acreción (unión) de fragmentos de la corteza comparativamente pequeños ha generado muchas de las regiones montañosas que rodean el Pacífico. Los geólogos se refieren a estos bloques de corteza acrecionada como *terranes* (terrenos). La expresión ***terranes*** se refiere a cualquier fragmento de la corteza que tiene una historia geológica distinta de la correspondiente a las zonas colindantes.

La naturaleza de los *terranes*

¿Cuál es la naturaleza de esos fragmentos de corteza y de dónde proceden? La investigación sugiere que, antes de su acreción a un bloque continental, algunos de los fragmentos podían haber sido **microcontinentes** similares a la actual isla de Madagascar, localizada al este de África, en el océano Índico. Muchos otros eran arcos de islas como Japón, Filipinas y las islas Aleutianas. Otros incluso podrían haber sido mesetas oceánicas sumergidas creadas por grandes expulsiones masivas de lavas basálticas asociadas a plumas del manto (*véase* Figura 13.11, pág. 416). Se sabe que existen ahora más de 100 de esos fragmentos relativamente pequeños de la corteza.

A veces los alumnos preguntan…

¿Cuál es la diferencia entre un *terrane* y un terreno?

El término *terrane* se utiliza para designar una serie diferenciada y reconocible de formaciones rocosas que han sido transportadas por procesos de la tectónica de placas. Dado que los geólogos que cartografiaron estas rocas no estaban seguros de su procedencia, estas rocas a veces recibían el nombre de *terranes* «exóticos», «sospechosos», «acrecionados» o «extraños». No hay que confundir este término con *terreno*, que describe la forma de la topografía superficial o la «disposición de la tierra».

Acreción y orogénesis

A medida que se mueven las placas oceánicas, transportan adosadas a ellas mesetas oceánicas, arcos de islas volcánicos y microcontinentes hacia una zona de subducción de tipo andino. Cuando una placa oceánica contiene una cadena de montes submarinos pequeños, en general estas estructuras subducen junto con la capa oceánica descendente. Sin embargo, las unidades gruesas de corteza oceánica, como la llanura de Ontong Java que tiene el mismo tamaño que Alaska, o un arco insular maduro compuesto de rocas ígneas «ligeras» abundantes producido por diferenciación magmática, dejan la litosfera oceánica demasiado ligera para subducir. En estas situaciones, se produce una colisión entre el fragmento de corteza y el continente.

La secuencia de acontecimientos que ocurre cuando un arco insular maduro llega a un borde de tipo andino se muestra en la Figura 14.12. En vez de subducir, las capas superiores de la corteza de estas áreas engrosadas se despegan de la placa que desciende y son adosadas en láminas relativamente finas sobre el bloque continental adyacente. Dado que la subducción suele continuar durante 100 millones de años o más, varios fragmentos de corteza pueden ser transportados al margen continental. Cada colisión desplaza a los *terranes* añadidos previamente más al interior, sumándose a la zona de deformación y al grosor y a la extensión lateral del margen continental.

La cordillera norteamericana

La relación entre la formación de montañas y la acreción de los fragmentos de corteza surgió principalmente a raíz de estudios llevados a cabo en la parte septentrional de la cordillera Norteamericana (Figura 14.13). Los investigadores determinaron que algunas rocas de los cinturones orogénicos de Alaska y Columbia Británica, contienen evidencias fósiles y paleomagnéticas que indican que esos estratos estuvieron en alguna ocasión más cerca del Ecuador.

Se sabe ahora que muchos otros *terranes* encontrados en la cordillera Norteamericana estuvieron dispersos por todo el Pacífico oriental, de una manera muy parecida a la distribución que encontramos en la actualidad para los arcos de islas y las llanuras oceánicas distribuidos hoy por el Pacífico occidental. Desde antes de la fragmentación de Pangea, la porción oriental de la cuenca Pacífica (placa de Farallón) ha estado subduciendo

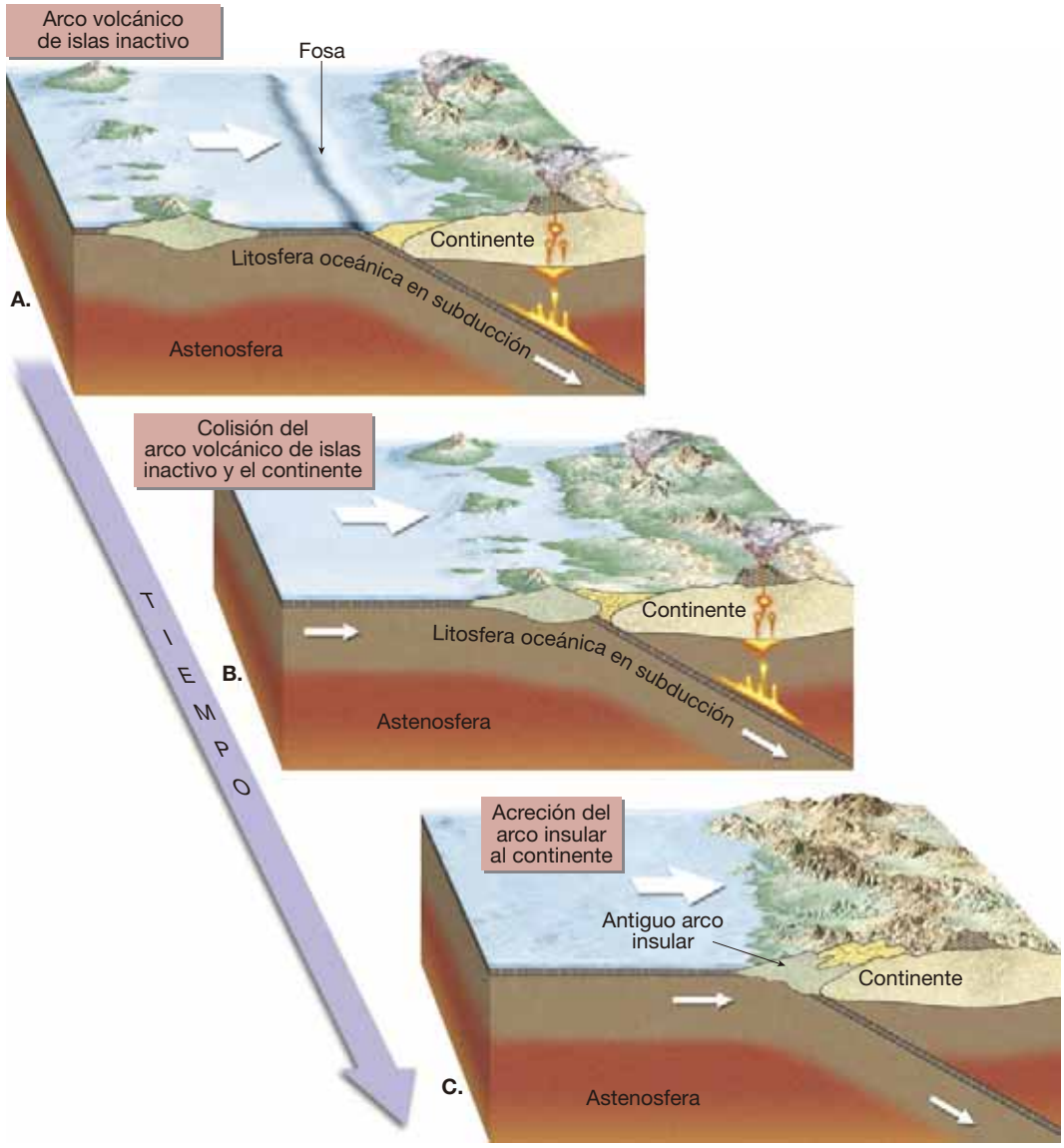


FIGURA 14.12. Secuencia de acontecimientos en la que se muestra la colisión y la acreción de un arco insular a un borde continental.

por debajo del borde occidental de Norteamérica. Aparentemente esta actividad tuvo como consecuencia la adición gradual de fragmentos de la corteza a lo largo de todo el margen Pacífico del continente, desde la península Baja California mexicana hasta el norte de Alaska (*véase* Figura 14.13). Los geólogos consideran que muchos microcontinentes modernos acabarán añadiéndose a márgenes continentales activos, produciendo nuevos cinturones orogénicos.

Colisiones continentales

El Himalaya, los Apalaches, los Urales y los Alpes son cinturones montañosos que se formaron debido al cierre de las principales cuencas oceánicas. Las colisiones continentales tienen como consecuencia el desarrollo de montañas caracterizadas por una corteza acortada y engrosada producida mediante pliegues y fallas. La corteza de algunas regiones montañosas tiene espesores que superan los 70 km.

Los **cinturones de pliegues y cabalgamientos** son estructuras notables de la mayoría de las montañas compresivas. Estos terrenos montañosos suelen ser el resultado de la deformación de secuencias gruesas de rocas sedimentarias de aguas someras parecidas a las que componen los bordes continentales pasivos del Atlántico. Durante una colisión continental, estas rocas sedimentarias son empujadas hacia el interior del continente, lejos del núcleo del cinturón montañoso en desarrollo y por encima del interior continental estable. En esencia, el acortamiento de la corteza se alcanza a través del desplazamiento a lo largo de las fallas de los cabalgamientos,

FIGURA 14.13. Mapa que muestra los *terranes* que se han ido añadiendo al oeste norteamericano durante los últimos 200 millones de años. Los datos procedentes de las pruebas paleomagnéticas y los fósiles indican que algunos de esos *terranes* se originaron a miles de kilómetros al sur de su localización actual. (Tomado de D. R. Hutchinson y colaboradores.)

donde los estratos que antes se extendían horizontalmente se apilan los unos encima de los otros. Durante este desplazamiento, el material atrapado entre las fallas inversas suele plegarse y forma la otra estructura principal de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Se encuentran ejemplos excelentes de cinturones de pliegues y cabalgamientos en el valle de los Apalaches y la provincia de Ridge, en las Rocosas canadienses, en el Himalaya Menor (meridional) y en los Alpes septentrionales.

La zona en la que dos continentes colisionan se denomina **sutura**. Esta parte del cinturón montañoso suele conservar capas de la litosfera oceánica que fueron atrapadas entre las placas en colisión. Como consecuencia de su estructura ofiolítica única (*véase* Figura 13.18, pág. 422), estos fragmentos de litosfera oceánica ayudan a identificar la localización del borde de colisión.

A continuación, observaremos más detenidamente dos ejemplos de montañas de colisión: el Himalaya y los Apalaches. El Himalaya es la cordillera de colisión más joven de la Tierra y todavía está creciendo. Los Apalaches constituyen un cinturón montañoso mucho más antiguo, en el que la formación activa de montañas cesó hace unos 250 millones de años.

El Himalaya

El episodio de formación de montañas que creó el Himalaya comenzó hace unos 50 millones de años, cuando India empezó a colisionar con Asia. Antes de la fragmentación de Pangea, India estaba situada entre África y la Antártida en el hemisferio sur (*véase* Figura 2.B, pág. 71). A medida que se fracturaba Pangea, India se iba moviendo rápidamente, desde el punto de vista geológico, unos pocos miles de kilómetros en dirección norte.

La zona de subducción que facilitó la migración hacia el norte de India estaba situada cerca del borde meridional de Asia (Figura 14.14A). La subducción continuada a lo largo del borde de Asia creó un borde de placa de tipo andino que contenía un arco volcánico bien desarrollado y un prisma de acreción. El borde septentrional indio, por otra parte, era un borde continental pasivo compuesto por una plataforma gruesa de sedimentos de aguas someras y rocas sedimentarias.

Los geólogos han determinado que uno o quizás más fragmentos continentales pequeños se situaron en la placa en subducción en algún punto entre India y Asia. Durante el cierre de la cuenca oceánica intermedia, un fragmento relativamente pequeño de la corteza, que ahora constituye el sur del Tíbet, alcanzó la fosa. Después de este acontecimiento, se acreciona India. Las fuerzas tectónicas implicadas en la colisión de India con Asia eran enormes e hicieron que los materiales más deformables situados en los bordes litorales de estos continentes sufrieran grandes pliegues y fallas (*véase* Figura 14.14B). El acortamiento y el engrosamiento de la corteza elevaron grandes cantidades de material, generando las espectaculares montañas del Himalaya (Figura 14.15).

Además de la elevación, el acortamiento de la corteza hizo que las rocas que estaban al fondo quedaran profundamente enterradas, un ambiente donde experimentaron

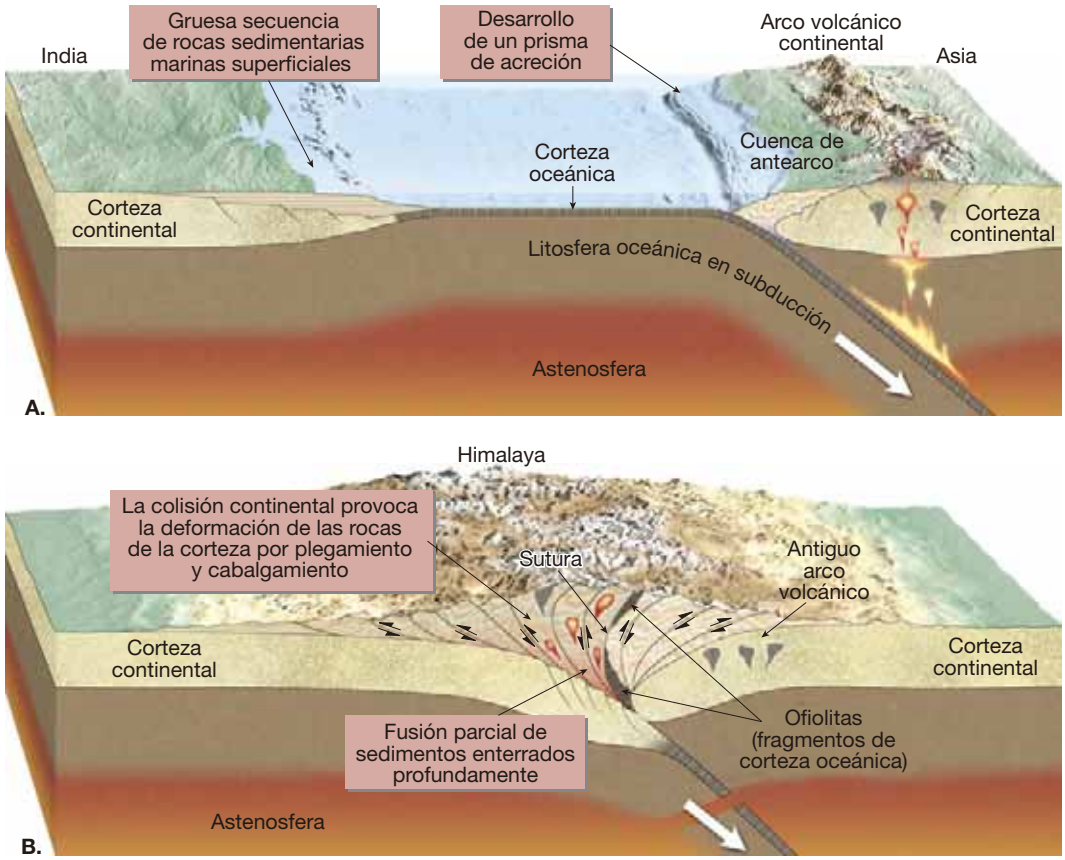


FIGURA 14.14. Diagramas que ilustran la colisión de India con la placa de Eurasia, formando el espectacular Himalaya.

FIGURA 14.15. Montañeros acampados en el valle Charakusa en Pakistán con los llamativos picos de la sierra Karakorum, parte del Gran Himalaya, al fondo. El segundo pico más alto del mundo, el K2, está en la sierra Karakorum (Foto de Jimmy Chin/National Geographic/Getty).

temperaturas y presiones elevadas (Figura 14.14B). La fusión parcial en el interior de la región más profunda y deformada del cinturón montañoso en desarrollo produjo magmas que intruyeron en las rocas suprayacentes. Es en ambientes de este tipo donde se genera el núcleo metamórfico e ígneo de las montañas compresivas.

Tras la formación del Himalaya vino un periodo de elevación que hizo ascender la llanura Tibetana. Las pruebas procedentes de los estudios sísmicos sugieren que una parte del subcontinente indio fue empujada por debajo del Tíbet posiblemente a lo largo de una distancia de 400 km. Si fue así, el grosor añadido de la corteza explicaría el paisaje elevado del Tíbet meridional, que tiene una elevación media más alta que el monte Whitney, el punto más elevado de los Estados Unidos.

La velocidad de la colisión con Asia disminuyó, pero no frenó la migración hacia el norte de India, que desde entonces ha penetrado al menos 2.000 km en la masa continental asiática. El acortamiento de la corteza explica una parte de este movimiento. La penetración restante en Asia se ha traducido en el desplazamiento lateral de grandes bloques de la corteza asiática mediante un mecanismo denominado *escape continental.* Como se muestra en la Figura 14.16, cuando India continuó su camino hacia el norte, algunas partes de Asia fueron «empujadas» hacia el este fuera de la zona de colisión. En la actualidad estos bloques desplazados de la corteza constituyen gran parte de Indochina y secciones del continente chino.

¿Por qué el interior se Asia se deformó hasta tal grado mientras India propiamente ha permanecido en esencia inalterada? La respuesta reside en la naturaleza de estos bloques de corteza diferentes. Gran parte de India es un escudo continental compuesto principalmente de rocas cristalinas precámbricas (*véase* Figura 14.2). Esta lámina gruesa y fría de material de la corteza ha permanecido intacta durante más de 2.000 millones de años. Por el contrario, el sureste asiático se formó más recientemente a partir de la colisión de pequeños fragmentos corticales. Por consiguiente, es todavía relativamente «caliente y débil» encontrándose en periodos recientes de formación de montañas (Figura 14.16B).

Los Apalaches

Los Apalaches proporcionan una gran belleza paisajística al este de Norteamérica desde Alabama a Terranova. Además, en las islas Británicas, Escandinavia, África noroccidental y Groenlandia se encuentran montañas que se formaron a la vez que los Apalaches (*véase* Figura 2.6, pág. 46). La orogenia que generó este extenso sistema montañoso duró unos pocos centenares de millones de años y fue uno de los estadios de la reunión del supercontinente Pangea. Los estudios detallados de los Apalaches indican que la formación de este cinturón montañoso fue más compleja de lo que se había creído y son fruto de tres episodios diferenciados de formación de montañas.

Este escenario excesivamente simplificado empieza hace alrededor de 750 millones de años con la

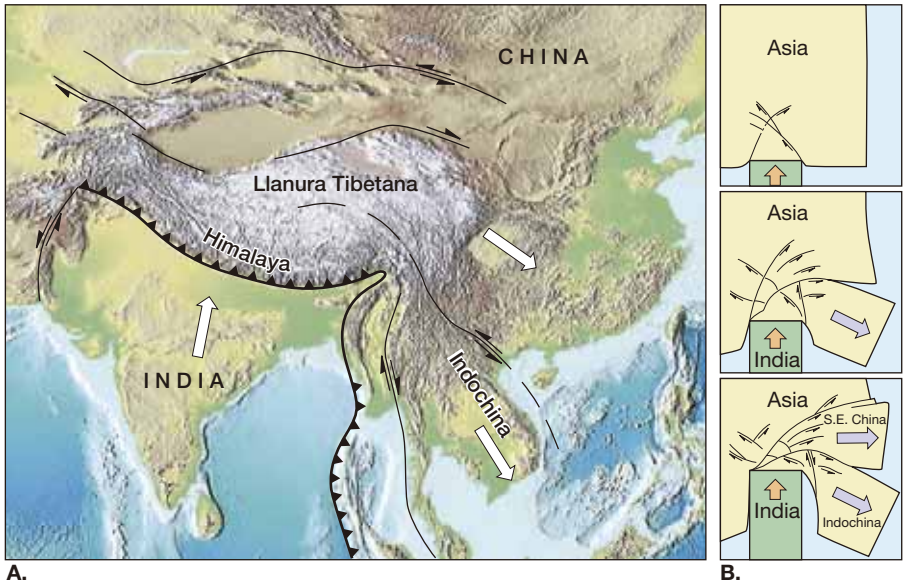
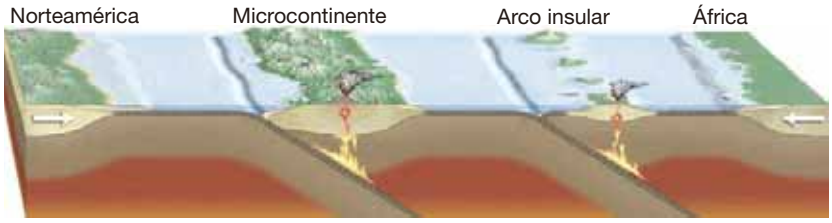


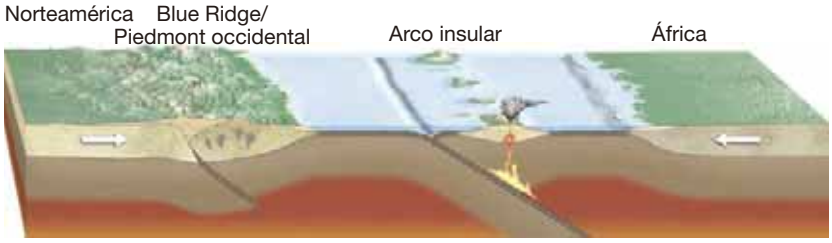
FIGURA 14.16. La colisión entre India y Asia que generó el Himalaya y la Meseta Tibetana también deformó enormemente gran parte del sureste asiático. **A.** Vista cartográfica de algunos de los principales rasgos estructurales del sureste asiático que se cree que están relacionados con este episodio de formación de montañas. **B.** Recreación de la deformación de Asia, con un bloque rígido que representa India empujado hacia una masa de arcilla de modelar deformable.

fragmentación del supercontinente anterior a Pangea denominado Rodinia, que separó Norteamérica de Europa y África. Este episodio de ruptura continental y expansión del fondo oceánico generó el Atlántico norte ancestral. Situado en el interior de esta cuenca oceánica en desarrollo había un fragmento de corteza continental que se había separado de Norteamérica (Figura 14.17A).

Luego, hace unos 600 millones de años, el movimiento de las placas cambió de una manera drástica y el Atlántico norte ancestral empezó a cerrarse. Probablemente se formaron dos nuevas zonas de subducción, una de ellas en el lado de mar de la costa africana que produjo un arco volcánico y la otra se desarrolló sobre el fragmento continental situado ante la costa de Norteamérica (Figura 14.17A).

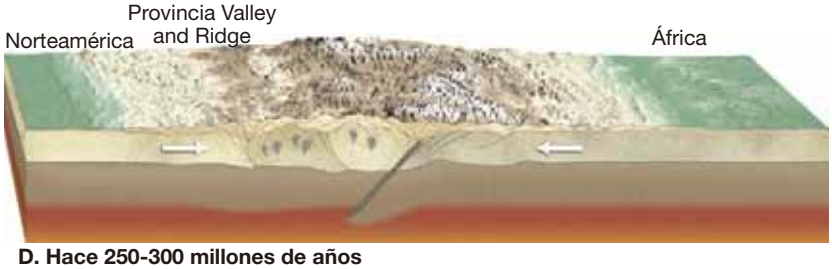


A. Hace 600 millones de años

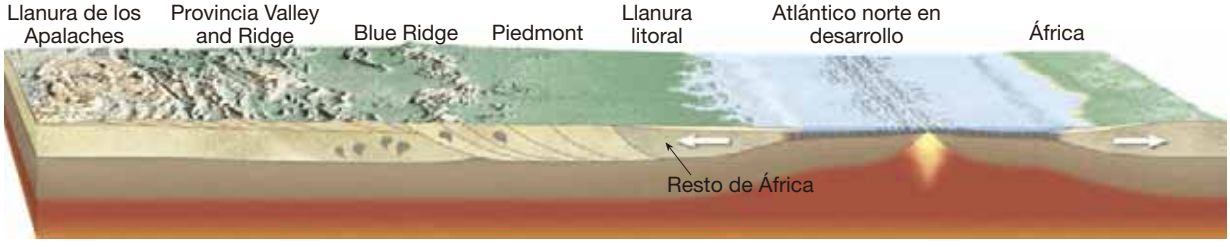


B. Hace 450-500 millones de años

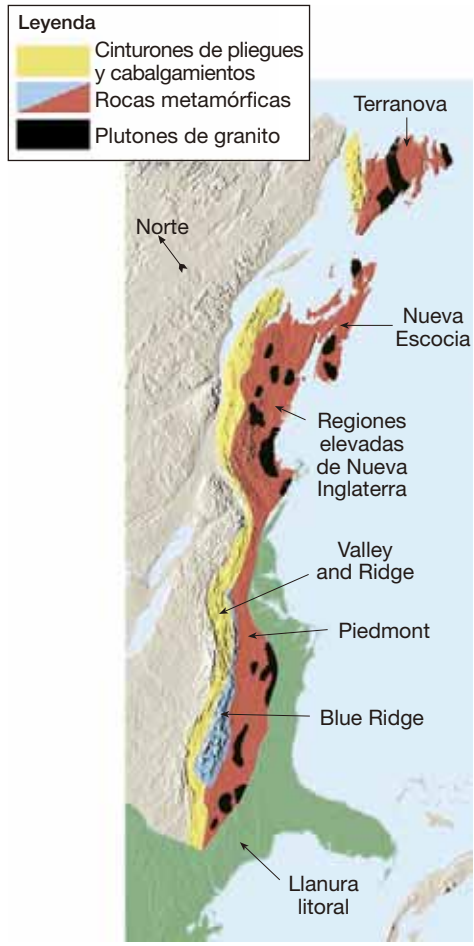
C. Hace 400 millones de años



D. Hace 250-300 millones de años



E. Hace 200 millones de años el Atlántico norte empezó a abrirse



F. Principales rasgos estructurales de los Apalaches

FIGURA 14.17. Estos diagramas simplificados describen el desarrollo de los Apalaches meridionales cuando el antiguo Atlántico norte se cerró durante la formación de Pangea. Las fases separadas de la actividad formadora de montañas se extendieron durante más de 300 millones de años (Tomado de Zve Ben-Avraham, Jack Oliver, Larry Brown y Frederick Cook).

Hace entre 450 y 500 millones de años, el mar marginal situado entre este fragmento de la corteza y Norteamérica empezó a cerrarse. La colisión subsiguiente, denominada *orogenia tacónica*, deformó la plataforma continental y suturó el fragmento de corteza a la placa Norteamericana. Los restos metamorfizados del fragmento continental se reconocen en la actualidad como las rocas cristalinas de las regiones de Blue Ridge y el Piedmont occidental de los Apalaches (Figura 14.17B). Además del metamorfismo regional dominante, numerosos cuerpos magmáticos intruyeron en las rocas de la corteza a todo lo largo del borde continental, en especial en Nueva Inglaterra.

Un segundo episodio de formación de montañas, la *orogenia acádica*, comenzó hace unos 400 millones de años. El cierre continuado del Atlántico norte ancestral se tradujo en la colisión del arco volcánico en desarrollo con Norteamérica (Figura 14.17C). Las pruebas de este acontecimiento son visibles en el cinturón pizarroso del estado de Carolina del Piedmont oriental, que contiene rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas características de un arco insular.

La orogenia final tuvo lugar en algún momento hace 250-300 millones de años, cuando África colisionó con Norteamérica. El resultado fue un desplazamiento tierra adentro de las provincias Blue Ridge y Piedmont, que pudo haber superado los 250 km. Este acontecimiento desplazó y luego deformó los sedimentos y las rocas sedimentarias de la plataforma que antes habían flanqueado el borde oriental de Norteamérica (Figura 14.17D). En la actualidad esas areniscas, arcillas y lutitas plegadas y falladas constituyen las rocas de la provincia de Valley and Ridge que, en gran parte, no ha experimentado metamorfismo. Se encuentran afloramientos de las estructuras plegadas y falladas características de las montañas compresivas en lugares tan interiores como el centro de Pensilvania y el oeste de Virginia (Figura 14.17E).

Tras la colisión de África y Norteamérica, los Apalaches se situaron en el interior de Pangea. Hace unos 180 millones de años, este supercontinente recién formado empezó a romperse en fragmentos más pequeños, proceso que por último creó el océano Atlántico moderno. Dado que esta zona de ruptura tuvo lugar al este de la sutura que se formó entre África y Norteamérica, un resto de África permanece «fundido» a la placa Norteamericana (Figura 14.17E).

Otras cordilleras montañosas que exhiben pruebas de colisiones continentales son, entre otras, los Alpes y los Urales. Se cree que los Alpes se formaron como consecuencia de una colisión entre África y Europa durante el cierre del mar de Tetis. Por otro lado, los Urales se formaron durante la reunión de Pangea cuando Europa septentrional y Asia septentrional colisionaron formando una porción principal de Eurasia.

A veces los alumnos preguntan…

¿Qué constituyen ejemplos actuales de material que puede acabar siendo terranes en el futuro?

El suroeste del océano Pacífico es un buen lugar para encontrar arcos insulares, llanuras oceánicas y microcontinentes que probablemente se acrecionarán a la superficie de un continente. Otro posible *terrane* es la zona occidental de la falla de San Andrés, donde se encuentran el suroeste de California y la península Baja California de México. Esta zona, ya denominada «*Terrane* de California», se mueve hacia el noroeste y probablemente se separará de Norteamérica dentro de unos 50 millones de años. El movimiento continuado hacia el noroeste la conducirá hasta el sur de Alaska, donde se convertirá en el siguiente de una larga serie de *terranes* que han sido transportados hacia esa zona y se han «acoplado» allí durante los últimos 200 millones de años.

MONTAÑAS DE BLOQUE DE FALLA

La mayoría de los cinturones montañosos se forma en ambientes compresivos, como demuestra el predominio de grandes fallas inversas y estratos plegados. Sin embargo, otros procesos tectónicos, como la ruptura continental, también pueden producir montañas. Recordemos que la ruptura continental ocurre cuando las fuerzas tensionales estiran y adelgazan la litosfera, lo que provoca un afloramiento de la roca caliente del manto. Este afloramiento calienta la fina litosfera, que se vuelve menos densa (más ligera) y se eleva. Esto explica, en parte, la elevada topografía asociada a los rifts continentales. Al mismo tiempo, el estiramiento alarga la rígida corteza superior, que se rompe en grandes bloques de corteza, que permanecen unidos por las fallas normales de gran ángulo. La ruptura continuada hace que los bloques se inclinen y que un borde se eleve mientras que el otro cae (*véase* Figura 10.23, pág. 335). Las montañas que se forman en estos escenarios tectónicos se denominan **montañas de bloque de falla**.

La sierra Teton en Wyoming es un excelente ejemplo de montañas de bloque de falla. Esta elevada estructura fue fracturada y elevada por su flanco oriental cuando el bloque se inclinó hacia el oeste. Si se mira hacia el oeste desde Jackson Hole, Wyoming, la cara este de las montañas se eleva más de 2 km sobre el valle, lo que lo convierte en uno de los frentes montañosos más imponentes de Estados Unidos (Figura 14.19).

Provincia Basin and Range

Entre Sierra Nevada y las Montañas Rocosas se encuentra una de las mayores regiones terrestres de montañas de bloque de falla, la provincia Basin and Range (Figura 14.20). Esta región se extiende en una dirección

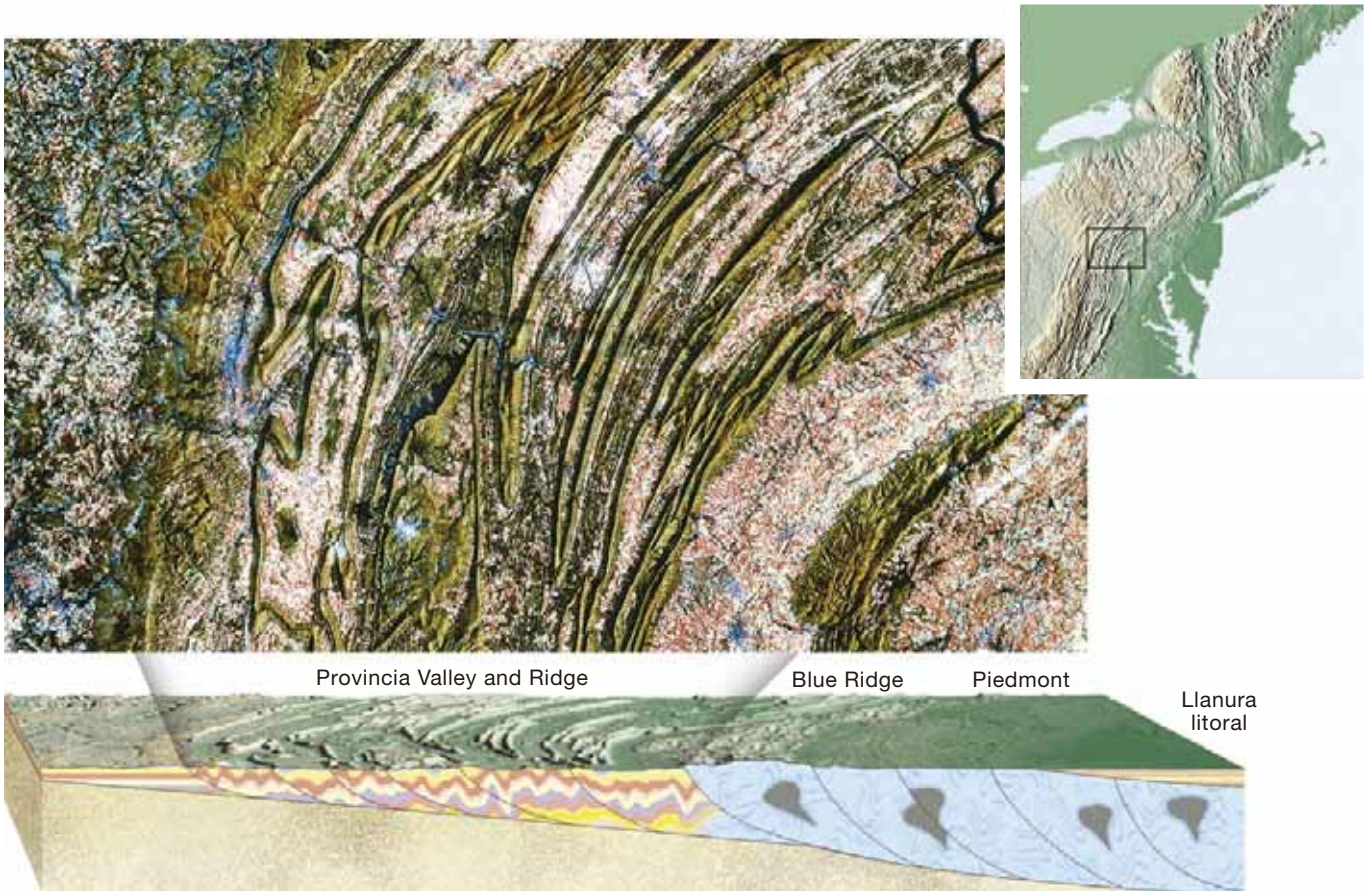


FIGURA 14.18. La provincia de Valley and Ridge. Esta porción de los Apalaches consiste en estratos sedimentarios plegados y fallados que fueron desplazados tierra adentro con el cierre del proto-Atlántico (Imagen LANDSAT, cortesía de Phillips Petroleum Company, Exploration Project Section).

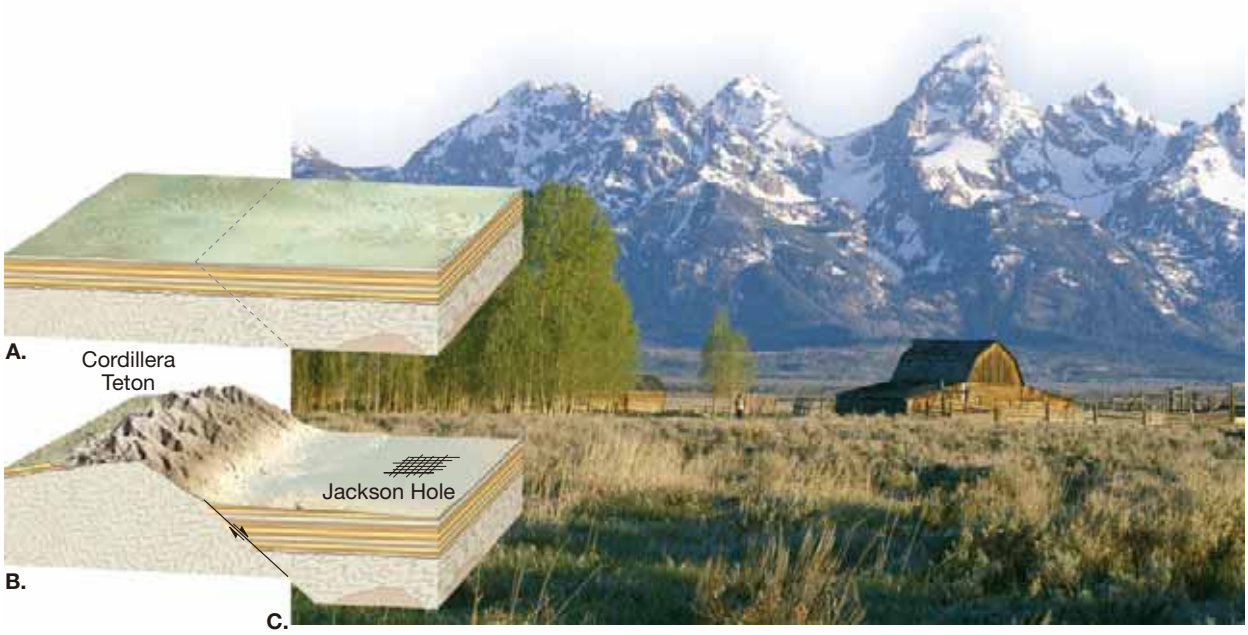


FIGURA 14.19. Las montañas de la cordillera Teton en Wyoming son montañas limitadas por fallas (Foto de Stafano Amantini/Atlantide Phototravel/CORBIS).

ENTENDER LA TIERRA

El sur de las Rocosas

RECUADRO 14.2

La porción de las Montañas Rocosas que se extiende desde el sur de Montana hasta Nuevo México se produjo por un periodo de deformación conocido como la *orogenia aramide.* Este acontecimiento, que creó uno de los paisajes más pintorescos de los Estados Unidos, alcanzó su punto más alto hace unos 60 millones de años (Figura 14.B). Las cordilleras montañosas generadas durante la orogenia Laramide son, entre otras, la cordillera Frontal de Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado, y los Bighorns de Wyoming.

Estas cordilleras montañosas se formaron cuando las rocas cristalinas enterradas en la profundidad ascendieron casi verticalmente a lo largo de fallas muy verticales, empujando las capas suprayacentes de rocas sedimentarias más jóvenes. El levantamiento aceleró los procesos de meteorización y erosión, que eliminó la mayor parte de la cubierta sedimentaria de las partes más elevadas de los bloques levantados. La topografía montañosa resultante está compuesta de grandes bloques diseccionados de rocas metamórficas e ígneas del Precámbrico separadas por las cuencas llenas de sedimentos. Entre los restos de los grandes bloques elevados están varias cimas escarpadas, como el pico Pikes, y el pico Longs en la cordillera Frontal de Colorado. En muchas zonas, los restos de los estratos sedimentarios que habían cubierto esta región son visibles en forma de elevaciones angulares prominentes, denominadas *hogbac s,* que flanquean los núcleos cristalinos de las montañas (Figura 14.C).

Hasta ahora, los geólogos habían supuesto que el sur de las Rocosas se mantenía elevado porque la corteza se había engrosado a causa de los acontecimientos tectónicos del pasado. Sin embargo, los estudios sísmicos realizados en esta región revelaron un grosor de la corteza no superior al de las Grandes Mesetas colindantes. Estos datos descartaban la flotabilidad de la corteza como la causa del salto abrupto de 2 km en la elevación que tiene lugar donde las Grandes Llanuras se encuentran con las Rocosas.

Aunque el sur de las Rocosas se ha estudiado extensamente durante más de un siglo, hay todavía mucho debate en torno a los mecanismos que condujeron a la elevación. Una hipótesis, ilustrada en la Figura 14.20 partes A-C, propone que este periodo de elevación empezó con la subducción casi horizontal de la placa de Farallón hacia el este por debajo de Norteamérica. A medida que la placa subducida pasaba rozando por debajo del continente, las fuerzas compresivas iniciaron un periodo de actividad tectónica. Conforme la placa de Farallón comparativamente fría se hundía, era sustituida por rocas calientes que afloraban del manto. Por tanto, según este escenario, el manto caliente proporcionaba la flotabilidad para elevar las Rocosas meridionales, así como la llanura de Colorado y las montañas de Basin and Range.

Otros discrepan y mantienen que la convergencia de placas y la colisión de uno o más microcontinentes contra el borde occidental de Norteamérica generaron la fuerza conductora que está detrás de la orogenia Laramide (*véase* la sección «Terranes y formación de las montañas»).

Debe señalarse que ninguna de estas propuestas ha recibido un amplio reconocimiento. Tal como lo dijo un geólogo que conoce esta región, «simplemente, no lo sabemos».

FIGURA 14.B. Las espectaculares Maroon Bells son parte de las Rocosas de Colorado (Foto de Peter Saloutos/The Stock Market).

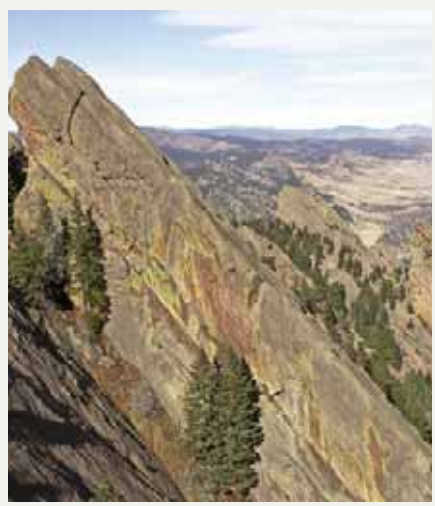
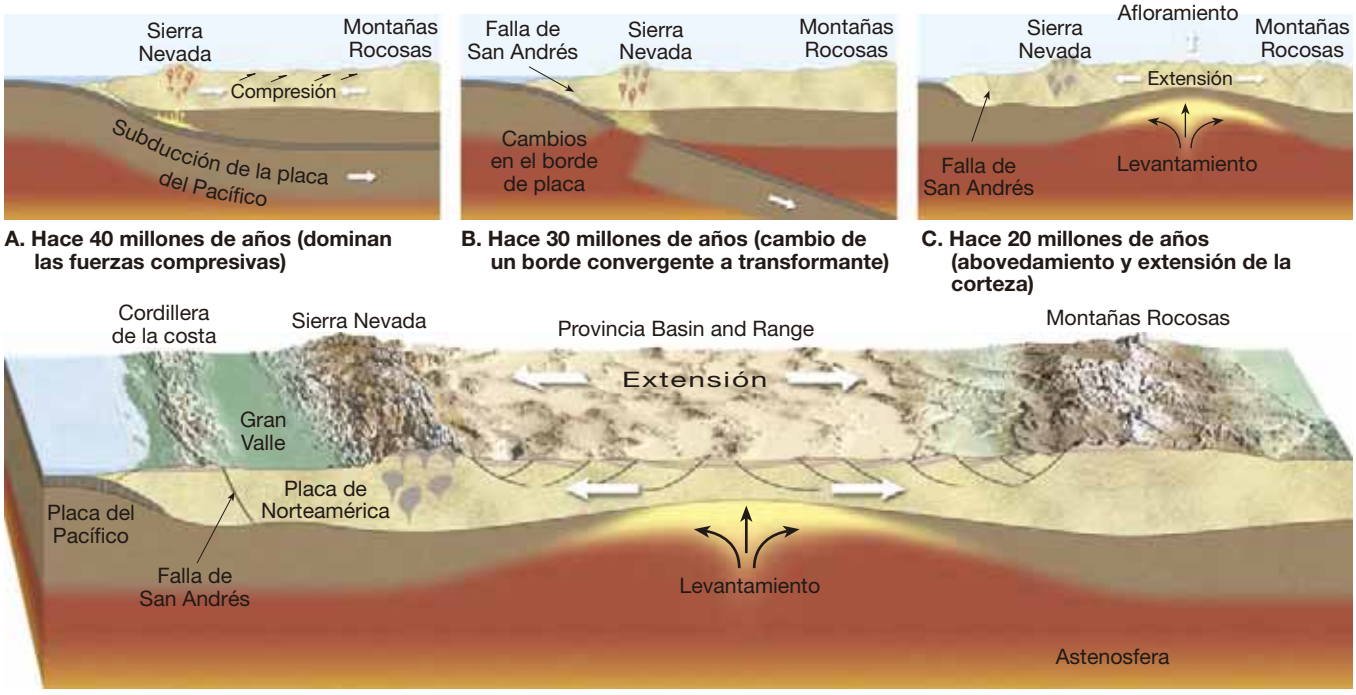


FIGURA 14.C. *Hogbac s* en las Montañas Rocosas de Colorado. Esta es una vista desde el flanco oriental de la Cordillera Frontal. Estas rocas sedimentarias hacia arriba son remanentes de los estratos que antes cubrieron los núcleos metamórficos e ígneos precámbricos de las montañas occidentales (Foto de Fabio Somenzi).



A. Hace 40 millones de años (dominan las fuerzas compresivas)

B. Hace 30 millones de años (cambio de un borde convergente a transformante)

C. Hace 20 millones de años (abovedamiento y extensión de la corteza)

D. Desde hace 20 millones de años hasta el presente (el abovedamiento y la extensión crea la topografía de Basin and Range)

FIGURA 14.20. La provincia Basin and Range está formada de numerosas montañas de bloque de falla que se generaron durante los últimos 20 millones de años de la historia de la Tierra. El ascenso de las rocas calientes del manto y quizás el hundimiento gravitacional (deslizamiento de la corteza) contribuyeron al estiramiento y el adelgazamiento considerables de la corteza.

aproximada de norte a sur a lo largo de casi 3.000 km y abarca todo el estado de Nevada y algunas partes de los estados circundantes, así como algunas partes del sur de Canadá y el oeste de México. Aquí, la corteza superior frágil se ha roto literalmente en cientos de bloques de falla. La gran inclinación de estas estructuras falladas, denominada *semigraben*, dio lugar a las cordilleras montañosas casi paralelas, con una longitud media de unos 80 km que se elevan por encima de las cuencas adyacentes llenas de sedimentos (*véase* Figura 10.23, pág. 335).

Se han propuesto varias hipótesis para explicar los acontecimientos que generaron la provincia Basin and Range (*véase* Figura 14.20). Una propuesta sugiere que hace alrededor de 20 millones de años las fuerzas tensionales dominaron el este estadounidense y estiraron la corteza hasta dos veces su anchura original. En la Figura 14.21 se muestra un esbozo aproximado de los bordes de los estados occidentales antes y después de este periodo de extensión. La extensión adelgazó y debilitó la litosfera, lo que provocó el afloramiento de la roca del manto caliente. El flujo de temperatura elevada de la región y los distintos episodios de volcanismo proporcionan pruebas firmes de que el afloramiento del manto acompañó el abovedado de la corteza.

Otro modelo sugiere que el denso y frío manto litosférico situado debajo de Basin and Range se separó de la capa de corteza suprayacente y se hundió lentamente en el manto. Este proceso, denominado *deslaminación*, provocó el afloramiento y la expansión lateral de la roca caliente del manto que produjo fuerzas tensionales que estiraron y adelgazaron la corteza. Según este modelo, estos bloques de corteza elevados comenzaron a deslizarse gravitacionalmente desde sus posiciones elevadas para generar la topografía en bloque de falla de la provincia Basin and Range (*véase* Figura 14.20).

FIGURA 14.21. La extensión en la provincia Basin and Range ha «estirado» la corteza en algunos puntos casi el doble de su anchura original. Aquí se muestra un esbozo aproximado de los estados occidentales antes (izquierda) y después (derecha) de la extensión.

MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA

Los movimientos graduales de arriba a abajo de la corteza continental ocurren en muchos lugares de todo el mundo. Por desgracia, las razones del levantamiento no son siempre tan fáciles de determinar.

Isostasia

Durante la década de 1840, los investigadores descubrieron que la corteza terrestre menos densa flota en la parte superior de las rocas más densas y deformables del manto. El concepto de una corteza flotante en equilibrio gravitacional se denomina **isostasia** (*iso* = igual; *stasis* = permanecer). Quizá la forma más fácil de captar el concepto de isostasia sea imaginar flotando en el agua una serie de bloques de madera de diferentes alturas, como se muestra en la Figura 14.22. Obsérvese que los bloques de madera más gruesos sobresalen más del agua que los bloques más finos. De una manera similar, las montañas compresivas se yerguen más por encima del terreno circundante porque el engrosamiento de la corteza crea «raíces» flotantes de la corteza que alcanzan zonas más profundas del material que las sustenta por debajo (*véase* Recuadro 14.3). Por tanto las montañas elevadas se comportan de la misma manera que los bloques de madera más gruesos que se muestran en la Figura 14.22.

Ajuste isostático

Veamos lo que ocurriría si se colocara otro bloque pequeño de madera encima de uno de los bloques de la Figura 14.22. El bloque combinado se hundiría hasta alcanzar un nuevo equilibrio isostático (gravitacional). Sin embargo, la parte superior del bloque combinado estaría realmente más alta que antes y la parte inferior estaría más baja. Este proceso de establecimiento de un nuevo nivel de equilibrio se denomina **ajuste isostático**.

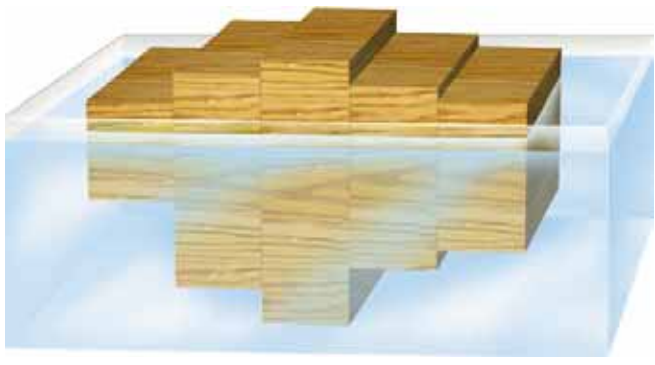


FIGURA 14.22. Este dibujo ilustra cómo flotan en el agua bloques de madera de grosores diferentes. De manera similar, secciones gruesas de materiales corticales flotan en una posición más elevada que las placas de corteza más finas.

Aplicando el concepto de ajuste isostático, cabría esperar que al añadir peso a la corteza, esta última respondiera hundiéndose y, al retirar el peso, la corteza ascendería (imaginemos lo que le ocurre a un barco cuando es cargado y descargado). Las pruebas del hundimiento de la corteza seguido de su ascenso son proporcionadas por los glaciares del periodo glacial. Cuando los glaciares continentales de casquete ocuparon zonas de Norteamérica durante el Pleistoceno, el peso añadido por las masas de hielo de 3 km de espesor, produjo una combadura de la corteza terrestre de centenares de metros. En los 8.000 años transcurridos desde que se fundieron los últimos casquetes glaciares, en la región de la bahía de Hudson en Canadá se ha producido un levantamiento de hasta 330 m en los lugares donde se había acumulado la mayor cantidad de hielo (*véase* Figura 18.28, pág. 588).

Una de las consecuencias del ajuste isostático es que a medida que la erosión reduce las cimas de las montañas, la corteza se elevará en respuesta a la reducción de la carga (Figura 14.23). Los procesos de levantamiento y de erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. Cuando esto ocurre, las que otrora eran elevadas estructuras habrán sido erosionadas hasta un nivel próximo al del mar, y el interior de la montaña que antes estaba profundamente enterrado quedará expuesto en la superficie. Además, a medida que las montañas van siendo desgastadas, los sedimentos erosionados serán depositados en el margen continental adyacente y causarán el hundimiento de este (Figura 14.23).

¿Cuánto pueden elevarse?

Cuando las fuerzas compresivas son grandes, como las que transportan India hacia Asia, aparecen montañas tan elevadas como las del Himalaya. ¿Pero existe un límite hasta el que las montañas pueden elevarse? A medida que las cimas de las montañas se elevan, los procesos causados por la gravedad como la erosión y los procesos gravitacionales se aceleran, esculpiendo los estratos deformados en paisajes accidentados. Sin embargo, el hecho de que la gravedad también actúe en las rocas del interior de estas masas montañosas tiene igual importancia. Cuanto más alta sea la montaña, mayor será la fuerza descendiente sobre las rocas cercanas a la base. En algún punto, las rocas profundas del interior de la montaña, que son comparativamente calientes y débiles, empezarán a fluir en dirección lateral, como se muestra en la Figura 14.24. Ése es un proceso análogo a lo que ocurre cuando se deposita una cucharada de mantequilla en una plancha muy caliente. Como consecuencia, la montaña experimentará un **colapso**

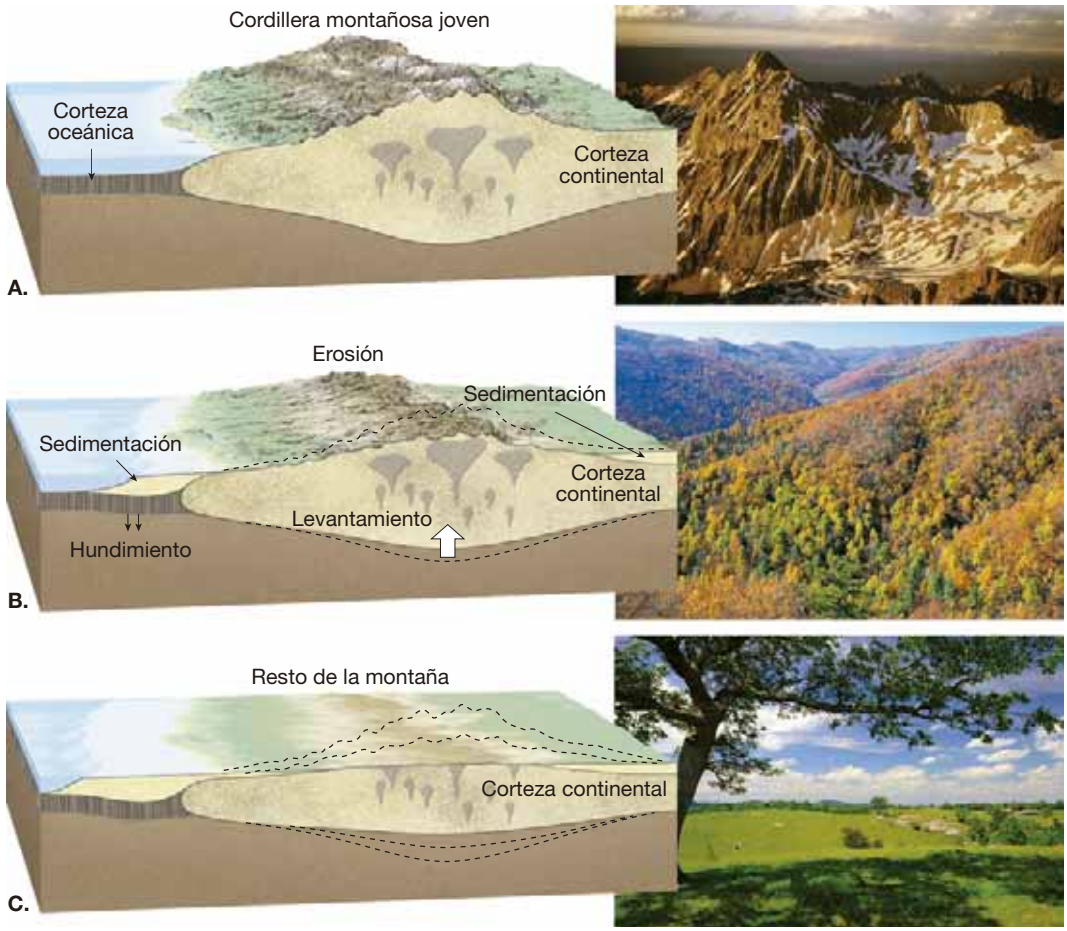
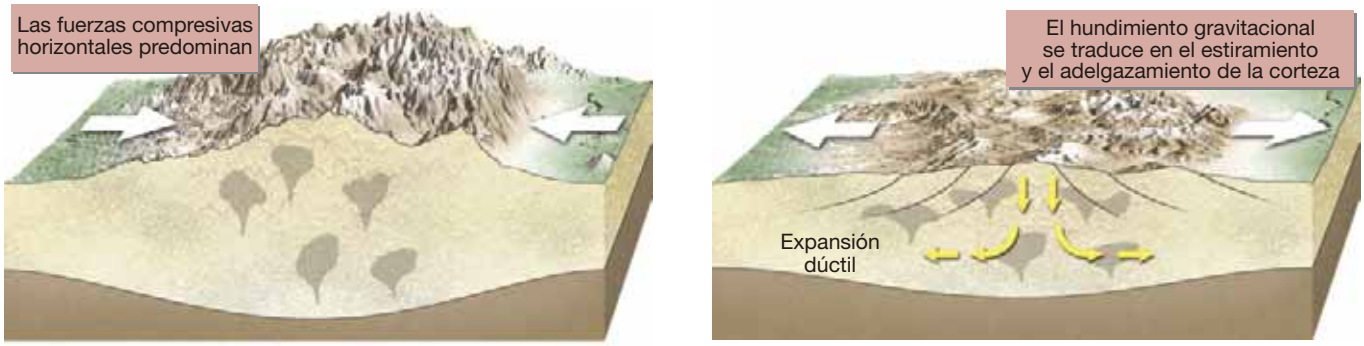


FIGURA 14.23. Esta secuencia ilustra cómo el efecto combinado de la erosión y el ajuste isostático produce un adelgazamiento de la corteza en las regiones montañosas. **A.** Cuando las montañas son jóvenes, la corteza continental es más gruesa. **B.** A medida que la erosión reduce las montañas, la corteza se eleva en respuesta a la reducción de carga. **C.** La erosión y el levantamiento continúan hasta que las montañas alcanzan el grosor «normal» de la corteza.

gravitacional, que implica la fracturación normal y el hundimiento en la parte superior y frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

Teniendo en cuenta estos factores, se plantea la siguiente pregunta lógica: ¿qué mantiene en pie el Himalaya? Simplemente, que las fuerzas compresivas horizontales que empujan India hacia Asia son mayores que la fuerza vertical de la gravedad. No obstante, cuando el desplazamiento hacia el norte de India se acabe, la fuerza descendente de la gravedad se convertirá en la fuerza dominante que actúe sobre esta región montañosa.



A. Las fuerzas compresionales horizontales predominan

B. Las fuerzas gravitacionales predominan

FIGURA 14.24. Diagrama de bloque de un cinturón montañoso que se hunde bajo su propio «peso». El hundimiento gravitacional implica la fracturación normal en la porción superior frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

ENTENDER LA TIERRA

¿Las montañas tienen raíces?

RECUADRO 14.3

Uno de los principales avances en la determinación de la estructura de las montañas se produjo en la década de 1840, cuando Sir George Everest (en cuya memoria se dio nombre al monte Everest) realizó el primer sondeo topográfico en India. Durante este estudio se midió la distancia entre las localidades de Kalianpur y Kaliana, situadas al sur de la cordillera del Himalaya, mediante dos métodos diferentes. En un método se utilizaba la técnica de sondeo convencional de la triangulación y en el otro método se determinaba la distancia astronómicamente. Aunque ambas técnicas deberían de haber dado resultados similares, los cálculos astronómicos situaron estas localidades casi 150 m más cerca la una de la otra que el sondeo por triangulación.

La discrepancia se atribuyó a la atracción gravitacional ejercida por el masivo Himalaya sobre el peso de plomo utilizado para nivelar el instrumento. (Un peso de plomo es un peso metálico suspendido por una cuerda utilizado para determinar la orientación vertical.) Se sugirió que el desvío del peso de plomo sería mayor en Kaliana que en Kalianpur porque la primera está situada más cerca de las montañas (Figura 14.D).

Unos años después, J. H. Pratt estimó la masa del Himalaya y calculó el error que debería haber sido causado por la influencia gravitacional de las montañas. Sorprendido, Pratt descubrió que las montañas deberían haber producido un error tres veces mayor que el que se observó en realidad. En otras palabras: las montañas no estaban «tirando de su peso». Era como si tuvieran un núcleo central hueco.

George Airy desarrolló una hipótesis para explicar la masa aparentemente «ausente». Airy sugirió que las rocas más ligeras de la corteza terrestre flotan en el manto más denso y deformado con mayor facilidad. Además, argumentó correctamente que la corteza debe de ser más gruesa debajo de las montañas que debajo de las regiones bajas adyacentes. En otras palabras, los terrenos montañosos son soportados por material ligero de la corteza que se extiende en forma de «raíces» en el manto más denso (Figura 14.D). Los icebergs, que flotan por el peso del agua desplazada, exhiben este fenómeno. Si el Himalaya tiene raíces en las rocas ligeras de la corteza que se extienden muy por debajo de la cordillera, estas montañas ejercerán una menor atracción gravitacional, tal como Pratt calculó. Por tanto, el modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

Más adelante, los estudios sismológicos y gravitacionales han confirmado la existencia de raíces de la corteza bajo algunas cordilleras montañosas. El grosor de la corteza continental es, en general, de unos 35 km, pero se han determinado espesores de la corteza superiores al doble para algunos cinturones montañosos.

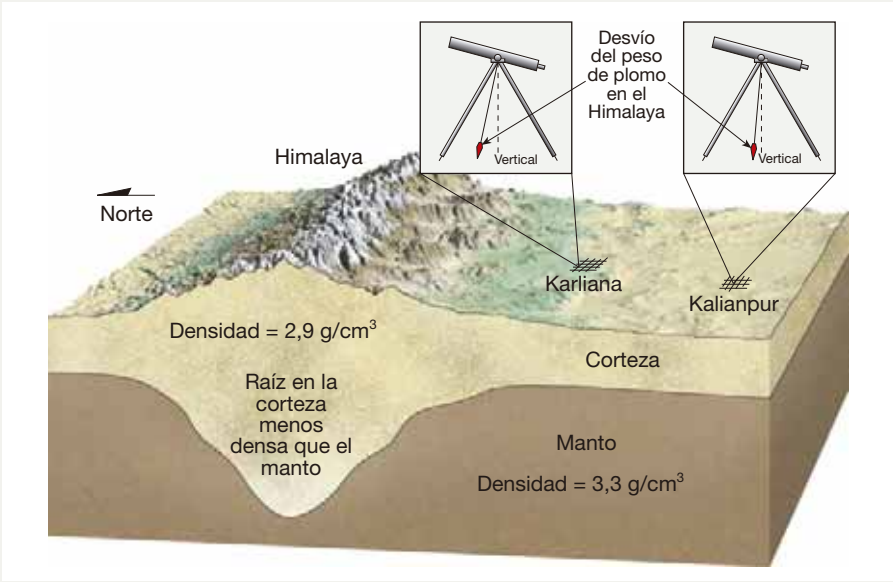


FIGURA 14.D. Durante el primer estudio de India, se produjo un error en la medición porque el peso de plomo de un instrumento fue desviado por el masivo Himalaya. El trabajo posterior de George Airy predijo que las montañas tienen raíces de rocas ligeras de la corteza. El modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Basándonos en los estudios del campo gravitacional de la Tierra, se hizo evidente que el flujo convectivo vertical del manto también afecta a la elevación de las principales formas del relieve terrestre. La flotabilidad del material ascendente caliente explica el plegado anticlinal de la litosfera suprayacente, mientras que el flujo descendente provoca el plegado sinclinal.

Elevación de continentes enteros

El sur de África es una región en la que el movimiento vertical a gran escala es evidente. Gran parte de la región es una llanura con una altitud media de casi 1.500 m, mucho más elevada de lo que se hubiera previsto para una plataforma continental estable.

Las pruebas de la tomografía sísmica (*véase* Figura 12.20, pág. 398) indican que una gran masa de rocas calientes del manto se centra debajo del extremo meridional de África. Esta *superpluma* asciende a lo largo de unos 2.900 km desde el límite manto-núcleo y se

extiende a lo largo de varios miles de kilómetros. Los investigadores han concluido que el flujo ascendente de esta enorme pluma del manto es suficiente para elevar el sur de África.

Hundimiento de la corteza

También se han descubierto áreas extensas de plegado sinclinal en la superficie terrestre. En los Estados Unidos existen grandes cuencas casi circulares en Michigan e Illinois. En otros continentes también hay estructuras similares.

La causa de estos movimientos descendentes seguidos por el ascenso está relacionada con la subducción de capas de la litosfera oceánica. Una propuesta sugiere que cuando la subducción se interrumpe a lo largo de un borde continental, la capa en subducción se separa de la litosfera que la arrastra y prosigue su descenso hacia el manto. Cuando esta capa litosférica separada se hunde, crea una corriente descendente en su estela que arrastra la base del continente suprayacente. En algunas situaciones, la corteza es aparentemente arrastrada hacia abajo bastante como para permitir que el océano se extienda tierra adentro. A medida que la capa oceánica se hunde más en el manto, la tensión de la estela que arrastra se debilita y el continente «flota» de nuevo en equilibrio isostático.

CAPÍTULO 14 Bordes convergentes: la formación de las montañas

RESUMEN

- El nombre de los procesos que producen en conjunto un *cinturón montañoso compresional* es el de *orogénesis.* La mayoría de las montañas compresionales son elevaciones aproximadamente paralelas de rocas volcánicas y sedimentarias plegadas y fracturadas, porciones de las cuales han experimentado un fuerte metamorfismo e intrusión por cuerpos ígneos más jóvenes.
- La convergencia de placas puede traducirse en una zona de subducción formada por cuatro regiones: 1) una *fosa oceánica profunda* que se forma cuando una capa en subducción de la litosfera oceánica se dobla y desciende hacia la astenosfera; 2) un *arco volcánico,* que se forma sobre la placa suprayacente; 3) una *región antearco* situada entre la fosa y el arco volcánico y 4) una *región retroarco* en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa. A lo largo de algunas zonas de subducción, la expansión del retroarco se traduce en la formación de *cuencas de retroarco,* como las del fondo del mar de Japón y del mar de China.
- La subducción de la litosfera oceánica debajo de un bloque continental da origen a un *borde de placa de tipo andino* que se caracteriza por un arco volcánico continental y plutones ígneos asociados. Además, los sedimentos derivados del continente, así como el material arrancado de la placa en subducción, se pegan al lado de tierra de la fosa y forman un *prisma de acreción.*
- Los cinturones montañosos pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y el acoplamiento de un arco insular, una llanura oceánica o algún otro fragmento pequeño de la corteza a un bloque continental. Muchos de los cinturones montañosos de la cordillera Norteamericana se generaron de esta manera.
- La subducción continuada de la litosfera oceánica por debajo de un borde continental de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica. El resultado será una *colisión continental* y el desarrollo de montañas compresionales caracterizadas por una corteza acortada y engrosada. El desarrollo de un gran cinturón montañoso suele ser complejo e implica dos o más episodios diferenciados de formación de montañas. Una estructura común de las montañas compresionales son los *cinturones de pliegue y cabalgamiento.* Las colisiones continentales han generado muchos cinturones montañosos, como los Alpes, los Urales y los Apalaches.
- Aunque la mayoría de las montañas se forma a lo largo de los bordes convergentes de placa, otros procesos tectónicos, como la ruptura continental pueden producir montañas. Las *montañas de bloque de falla,* están relacionadas con fallas normales de ángulo grande que se suaviza de manera gradual con la profundidad. La provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos está formada de centenares de bloques fallados que dan origen a cordilleras montañosas casi paralelas que se elevan encima de las cuencas llenas de sedimentos.
- La corteza de la Tierra, menos densa, flota encima de las rocas más densas y deformables del manto, de manera muy parecida a como los bloques de madera flotan en el agua. El concepto de una corteza que flota en equilibrio gravitacional se denomina *isostasia.* Casi toda la topografía montañosa está localizada allí donde la corteza se ha acortado y engrosado. Por consiguiente, las montañas tienen

raíces profundas de corteza que las sustentan isostáticamente. A medida que la erosión reduce los picos, el *ajuste isostático* eleva gradualmente como respuesta las montañas. Los procesos de levantamiento y erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. La gravedad también provoca el hundimiento de las estructuras montañosas elevadas bajo su propio «peso».

- La corriente convectiva del manto contribuye al movimiento vertical de la corteza. El flujo ascendente de una gran superpluma situada debajo del sur de África ha elevado esta región unos 1.500 m. El hundimiento de la corteza ha producido grandes cuencas.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ajuste isostático, 458
arco volcánico de islas, 440
arco insular, 440
arco volcánico continental, 440
borde de tipo andino, 442
cinturón de pliegue y cabalgamiento, 449
cinturón montañoso, 438
colapso gravitacional, 458
cuenca de retroarco, 446
cuenca retroarco, 441
isostasia, 458
microcontinente, 448
montaña de bloque de falla, 454
orogénesis, 438
prisma de acreción, 445
sutura, 450
terrane, 448

PREGUNTAS DE REPASO

1. En el modelo de la tectónica de placas, ¿qué tipo de borde de placa está asociado de una manera más directa a la formación de los cinturones montañosos terrestres?
2. Enumere las cuatro estructuras principales de una zona de subducción y describa dónde se sitúa cada una en relación con las demás.
3. Describa brevemente cómo se forman las cuencas de retroarco.
4. Describa el proceso que genera la mayor parte del magma basáltico en las zonas de subducción.
5. ¿Cómo se cree que se producen los magmas que exhiben una composición intermedia a félsica a partir de los magmas basálticos derivados del manto en los bordes de placa de tipo andino?
6. ¿Qué es un batolito? ¿En que lugar tectónico actual se están generando batolitos?
7. ¿En qué se parecen Sierra Nevada (California) y los Andes?
8. ¿Qué es un prisma de acreción? Describa brevemente su formación.
9. ¿Qué es un margen pasivo? Ponga algún ejemplo. Ponga un ejemplo de un margen continental activo.
10. La formación de topografía montañosa en un arco volcánico de islas, como Japón, se considera solo una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Explíquelo.
11. ¿De qué manera se relacionan las Sierras Costeras de California y la subducción de la litosfera oceánica?
12. Las zonas de sutura suelen describirse como el lugar donde los continentes se «fusionan». ¿Por qué esta afirmación puede causar confusión?
13. Durante la formación del Himalaya, la corteza continental asiática se deformó más que la propia India. ¿Por qué se cree que ocurrió?
14. ¿Dónde puede generarse magma en una montaña de colisión recién formada?
15. Supongamos que se descubriera un fragmento de corteza oceánica en el interior de un continente. ¿Esto apoyaría o refutaría la teoría de la tectónica de placas? Explíquelo.
16. ¿Cómo puede considerarse que los Apalaches son una cordillera montañosa de colisión cuando el continente más cercano se encuentra a 5.000 km de distancia?
17. ¿Cómo contribuye la tectónica de placas a explicar la existencia de vida marina fósil en rocas situadas en las cimas de las montañas compresionales?
18. Con sus propias palabras, describa brevemente los estadios de la formación de un gran cinturón montañoso según el modelo de la tectónica de placas.
19. ¿En qué se diferencia el término *terrane* del término *terreno*?
20. Además de los microcontinentes, ¿qué otras estructuras se cree que transporta la litosfera oceánica y acaban acrecionándose a un continente?
21. Describa brevemente las principales diferencias entre la evolución de los Apalaches y la cordillera Norteamericana.

22. Compare los procesos que generan las montañas de bloque de falla con los asociados con la mayoría del resto de cinturones montañosos grandes.
23. Ponga un ejemplo de prueba que respalde el concepto de la elevación de la corteza.
24. ¿Qué le ocurre a un cuerpo que flota cuando se le añade un peso? ¿Y cuando se le quita? ¿Cómo se aplica este principio a los cambios de la elevación en las montañas? ¿Qué término se aplica al ajuste que causa la elevación de la corteza de este tipo?
25. ¿Cómo explican algunos investigadores la posición elevada del sur de África?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 15

Procesos gravitacionales: obra de la gravedad

La superficie de la Tierra nunca es perfectamente plana, sino que consiste en laderas de muchas variedades diferentes. Algunas son empinadas y escarpadas; otras son moderadas o suaves. Algunas son largas y graduales; otras, cortas y abruptas. Las laderas pueden estar cubiertas de un manto de suelo y vegetación o consistir en roca estéril y escombros. En conjunto, las laderas son los elementos más comunes de nuestro paisaje físico. Algunas laderas pueden parecer estables e invariables, pero la fuerza de la gravedad hace que los materiales se desplacen pendiente abajo. En un extremo, el movimiento puede ser gradual y prácticamente imperceptible. En el otro, puede consistir en un flujo ruidoso de derrubios o una estruendosa avalancha de rocas. Los deslizamientos de tierras son un peligro natural en todo el mundo. Cuando estos procesos peligrosos llevan a la pérdida de vidas y propiedades, se convierten en desastres naturales.

LOS DESLIZAMIENTOS DE TIERRA COMO DESASTRES NATURALES

Incluso en zonas con laderas empinadas, los deslizamientos de tierra catastróficos son sucesos relativamente raros. Como consecuencia, las personas que viven en zonas susceptibles no suelen apreciar el riesgo de vivir en esos lugares. Sin embargo, las noticias de los medios de comunicación nos recuerdan que esos acontecimientos suceden con cierta regularidad en todo el mundo (Figura 15.1). Los tres ejemplos que describiremos a continuación sucedieron en un lapso de solo cuatro meses.

El 8 de octubre de 2005, un terremoto de magnitud 7,6 sacudió la región de Cachemira entre India y Pakistán. Además de los trágicos efectos causados directamente por el intenso movimiento del terreno, ocurrieron cientos de desplazamientos de tierra desencadenados por el terremoto y sus muchas réplicas. Desprendimientos de rocas y deslizamientos de derrubios se precipitaron por las empinadas pendientes de las montañas y se concentraron en los estrechos valles donde mucha gente había construido sus casas. Los deslizamientos de tierra también bloquearon las carreteras y los caminos, retrasando los intentos por alcanzar a quien necesitaba ayuda.

A.

B.

FIGURA 15.1. **A.** El 8 de octubre de 2005 un potente terremoto en Cachemira desencadenó cientos de deslizamientos de tierra, entre los que estaba el que se muestra en la imagen (AP Photo/Burhan Ozblici). **B.** En febrero de 2006 las lluvias torrenciales desencadenaron esta colada de barro que sepultó una pequeña ciudad en la isla filipina de Leyte (AP Photo/Pat Roque).

Tan solo tres días antes, el 5 de octubre de 2005, las lluvias torrenciales del huracán Stan desencadenaron avalanchas de barro en Guatemala. Una colada de barro de 1 km de ancho y de unos 12 m de profundidad sepultó el pueblo de Panabaj. La cifra estimada de muertos para la zona fue cerca de 1.400 personas. Este tipo de flujos pueden desplazarse a velocidades de 50 km por hora por pendientes escarpadas.

El 17 de febrero de 2006, solo unos pocos meses después de la tragedia en Centroamérica, una avalancha de barro letal, desencadenada por lluvias torrenciales, sepultó una pequeña ciudad en la isla filipina de Leyte. Una masa de barro engulló esta zona costera a profundidades superiores a 10 m. Aunque el recuento preciso de fallecidos fue difícil, cerca de 1.800 personas murieron. Esta región es propensa a estos sucesos, debido en parte a que la deforestación ha desnudado las laderas de las montañas cercanas. En las siguientes páginas, profundizaremos en los procesos gravitacionales para intentar comprender mejor sus causas y efectos.

PROCESOS GRAVITACIONALES Y DESARROLLO DE LAS FORMAS DEL TERRENO

Los deslizamientos de tierra son ejemplos espectaculares de acontecimientos geológicos básicos denominados procesos gravitacionales. Por **procesos gravitacionales** se entienden los movimientos pendiente abajo de roca, regolito y suelo, bajo la influencia directa de la gravedad. Se diferencian de los procesos erosivos que se examinarán en los capítulos siguientes porque los procesos gravitacionales no precisan un medio de transporte como el agua, el viento o el hielo de los glaciares.

Papel de los procesos gravitacionales

En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen la etapa consecutiva a la meteorización. En sí misma, la meteorización no produce formas significativas de paisaje. Estas se desarrollan conforme los productos de la meteorización son retirados

de los lugares donde se originaron. Una vez que la meteorización debilita y disgrega la roca, los procesos gravitacionales transfieren los derrubios pendiente abajo, donde una corriente, que actúa como una cinta transportadora, normalmente se los lleva. Aunque puede haber muchas paradas intermedias a lo largo del camino, el sedimento acaba por ser transportado a su destino final: el mar.

A veces los alumnos preguntan…

Parece que se emplea el término «deslizamiento de tierra» para referirse a varias cosas diferentes: de coladas de barro a avalanchas de roca. ¿Cuál es la definición precisa de «deslizamiento de tierra»?

Muchas personas, entre ellas los geólogos, emplean frecuentemente el término deslizamiento de tierra, pero no tiene una definición específica en Geología. Por el contrario, es un término no técnico que se emplea para describir cualquier forma rápida de procesos gravitacionales.

Los efectos combinados de los procesos gravitacionales y las aguas de escorrentía producen valles fluviales, que son los paisajes más comunes y llamativos de la Tierra. Si solo las corrientes fueran responsables de la creación de los valles por los que fluyen, aquéllos serían muy estrechos. Sin embargo, el hecho de que la mayoría de los valles fluviales sean más anchos que profundos es una fuerte indicación de la importancia de los procesos gravitacionales con respecto al suministro de material a las corrientes. Esto se pone de manifiesto en el Gran Cañón (Figura 15.2). Las paredes del cañón se extienden bastante más allá del río Colorado debido a la transferencia de derrubios meteorizados pendiente abajo hacia el río y sus afluentes por procesos gravitacionales. De esta manera, las corrientes y los procesos gravitacionales se combinan para modificar y esculpir la superficie. Por supuesto, los glaciares, las aguas subterráneas, las olas y el viento son también agentes importantes en el modelado de las formas y de desarrollo de los paisajes.

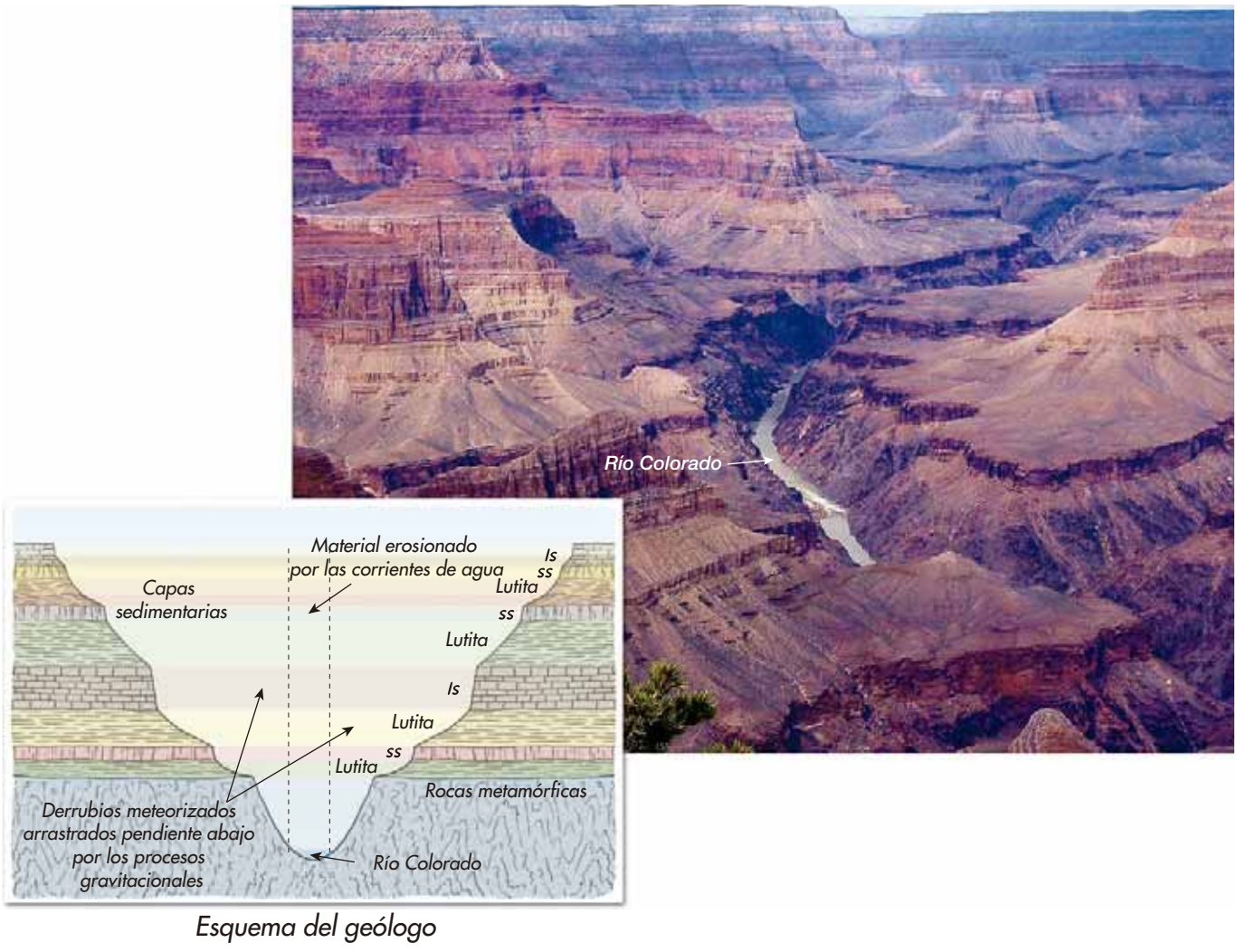


FIGURA 15.2. Las paredes del Gran Cañón se extienden mucho más allá del canal del Río Colorado. Esto es consecuencia sobre todo de la transferencia de derrubios meteorizados pendiente abajo hacia el río y sus afluentes por los procesos gravitacionales.

Las pendientes cambian con el tiempo

Está claro que si tienen que producirse procesos gravitacionales, debe haber pendientes por las que las rocas, el suelo y el regolito puedan descender. Los procesos volcánicos y de formación de montañas de la Tierra son los que producen estas pendientes a través de cambios esporádicos en las elevaciones de las masas continentales y el fondo oceánico. Si los procesos internos dinámicos no produjeran continuamente regiones con mayores elevaciones, el sistema que mueve los derrubios a cotas menores iría perdiendo velocidad de manera gradual y acabaría desapareciendo.

Los procesos gravitacionales más rápidos y espectaculares tienen lugar en zonas montañosas accidentadas y geológicamente jóvenes. Los ríos y los glaciares erosionan rápidamente las montañas recién formadas y las convierten en regiones caracterizadas por pendientes escarpadas e inestables. En lugares como estos se producen los deslizamientos de tierra masivos y destructivos, como los que se describen al comienzo del capítulo. Cuando disminuye la formación de montañas, los procesos gravitacionales y erosivos rebajan la tierra. Con el tiempo, las pendientes escarpadas y accidentadas de las montañas dan lugar a un terreno menos pronunciado, más suave. Por tanto, a medida que el paisaje envejece, los procesos gravitacionales masivos y rápidos dan lugar a movimientos pendiente abajo más pequeños, menos espectaculares.

CONTROLES Y DESENCADENANTES DE LOS PROCESOS GRAVITACIONALES

MASS WASTING

▸ Controls and triggers of Mass Wasting

La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales, pero varios factores desempeñan un papel importante en cuanto a la superación de la inercia y la creación de movimientos descendentes. Mucho antes de que se produzca un deslizamiento, varios procesos actúan para debilitar el material de la pendiente, convirtiéndolo de una manera gradual en un material cada vez más susceptible a la fuerza de la gravedad. Durante este periodo, la pendiente permanece estable pero cada vez se aproxima más a la inestabilidad. Al final, la fuerza de la pendiente se debilita hasta el punto de que algo hace que cruce el umbral de la estabilidad a la inestabilidad. Un acontecimiento de este tipo que inicia el movimiento descendente se denomina *desencadenante*. Recordemos que el desencadenante no es la única causa del proceso gravitacional, sino solo la última de muchas causas. Entre los factores comunes que desencadenan los procesos gravitacionales se cuentan la saturación en agua del material, el exceso de inclinación de las pendientes, la eliminación de la vegetación anclada y las vibraciones del terreno debidas a terremotos.

Papel del agua

A veces los procesos gravitacionales se desencadenan cuando las fuertes lluvias o los periodos de fusión de la nieve saturan los materiales de la superficie. Ese fue el caso en octubre de 1998, cuando las lluvias torrenciales asociadas con el huracán Mitch desencadenaron corrientes de barro devastadoras en Centroamérica (Figura 15.3). En el Recuadro 15.1 se presenta un caso práctico de otro acontecimiento que tuvo lugar en La Conchita, California, en julio de 2005.

Cuando los poros del sedimento se llenan de agua, se destruye la cohesión entre las partículas, permitiendo que se deslicen unas sobre otras con relativa facilidad. Por ejemplo, cuando la arena está ligeramente húmeda, se pega bastante bien. Sin embargo, si se añade suficiente agua como para llenar los huecos entre los granos, la arena se escurrirá poco a poco en todas las direcciones (Figura 15.4). Por tanto, la saturación reduce la resistencia interna de los materiales, los cuales son puestos fácilmente en movimiento por la fuerza de la gravedad. Cuando la arcilla está húmeda, se convierte en una masa muy suave: otro ejemplo del efecto «lubricante» del agua. El agua añade también considerable peso a una masa de material. El peso añadido puede ser suficiente en sí mismo para hacer que el material se deslice o fluya pendiente abajo.

Pendientes sobreempinadas

El exceso de pendiente es otra causa de muchos movimientos de masa. En la naturaleza hay muchas situaciones en las que hay exceso de pendiente. Una corriente fluvial que socava la pared de un valle y las olas que golpean contra la base de un acantilado no son sino dos ejemplos familiares. Además, a través de sus actividades, el ser humano crea a menudo pendientes sobreempinadas e inestables que se convierten en zonas principales de actuación de los procesos gravitacionales (Figura 15.5).

Las partículas granulares no consolidadas (del tamaño de la arena o más gruesos) adoptan una pendiente estable denominada **ángulo de reposo** (*reposen* = descansar). Este es el ángulo más empinado al cual el material se mantiene estable (Figura 15.6). Dependiendo del tamaño y la forma de las partículas, el ángulo oscila entre 25 y 40 grados. Los granos mayores y más angulosos mantienen pendientes más empinadas. Si se aumenta el ángulo, los derrubios de roca se ajustarán desplazándose pendiente abajo.

FIGURA 15.3. Las lluvias torrenciales que acompañaron al huracán Mitch desencadenaron numerosos flujos e inundaciones de derrubios cuando este azotó Honduras en octubre de 1998. Fue el peor desastre natural ocurrido en el país en 200 años. En la imagen se puede ver el deslizamiento de tierra de El Berrinche, uno de los dos que desolaron parte de la ciudad de Tegucigalpa, provocando más de 1.000 muertes y haciendo una presa en el río Choluteca. Se estimó que la masa del material del flujo de derrubios era de 6 millones de metros cúbicos, cantidad suficiente para llenar casi 300 mil volquetes (Fotos de Michael Collier).

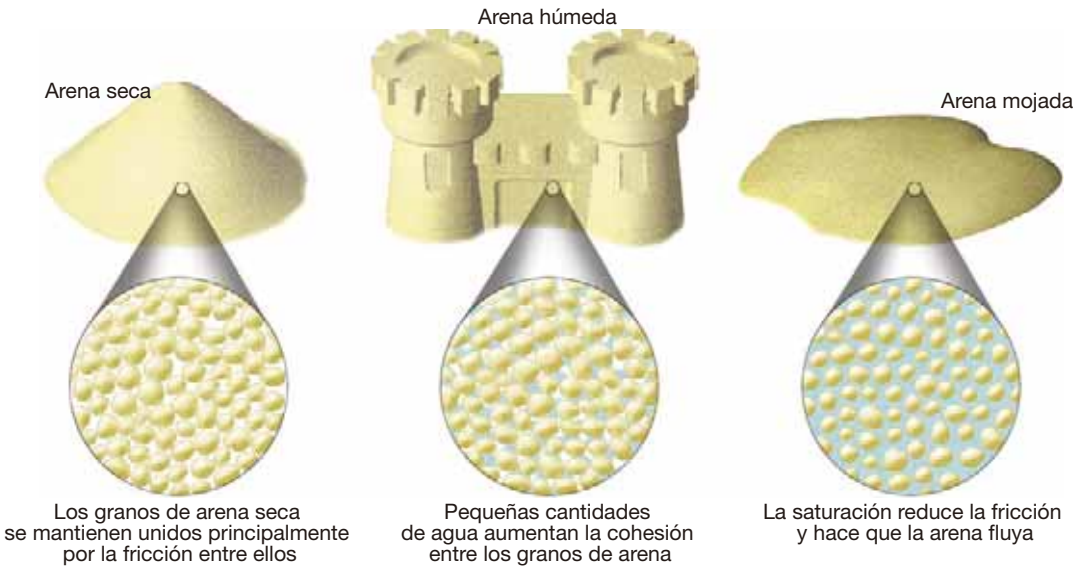


FIGURA 15.4. El efecto del agua sobre los procesos gravitacionales puede ser enorme. Cuando no hay agua o solo poca cantidad, la fricción entre las partículas bien compactas del suelo en la pendiente las mantiene en su sitio. Cuando el terreno se satura, los granos se separan y se reduce la fricción, permitiendo que el terreno se precipite por la pendiente.

El exceso de pendiente no es importante simplemente porque desencadene movimientos de materiales granulares no consolidados. Produce también pendientes inestables y movimientos de masa en suelos cohesivos, en regolito y en roca viva. La respuesta no será inmediata, como en el caso del material granular suelto, pero antes o después, uno o más procesos gravitacionales eliminarán la pendiente excesiva, restaurando su estabilidad.

Eliminación de la vegetación

Las plantas protegen contra la erosión y contribuyen a la estabilidad de las pendientes, porque sus sistemas radiculares unen el terreno y el regolito. Además, las plantas protegen la superficie del terreno de los efectos erosivos del impacto de las gotas de lluvia (*véase* Figura 6.23, pág. 224). Donde faltan plantas, se potencian los

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Peligro de derrumbamientos en La Conchita, California*

RECUADRO 15.1

El sur de California está situado entre un borde de placa definido por la falla de San Andrés y otras fallas numerosas relacionadas que se extienden por toda esta región. Es un ambiente dinámico caracterizado por montañas escarpadas y cañones de paredes escarpadas. Por desgracia, este pintoresco paisaje presenta graves peligros geológicos. Mientras las fuerzas tectónicas presionan la orografía hacia arriba, la gravedad tira de ella hacia abajo sin descanso. Cuando prevalece la gravedad suceden los deslizamientos de tierra.

Como cabría esperar, algunos de los corrimientos de tierra de la región son desencadenados por terremotos. Sin embargo, muchos otros están relacionados con periodos prolongados e intensos de precipitaciones (Figura 15.A). Un ejemplo trágico de este último escenario ocurrió el 10 de enero de 2005, cuando un flujo de derrubios masivo (llamado popularmente una *colada de barro)* arrasó La Conchita, California, una pequeña ciudad situada a unos 80 km al noroeste de Los Ángeles (Figura 15.B).

Aunque el rápido torrente de barro pilló por sorpresa a muchos de los habitantes de la ciudad, un suceso así no debería de haber sido inesperado. Examinemos brevemente los factores que contribuyeron al mortal flujo de derrubios de La Conchita.

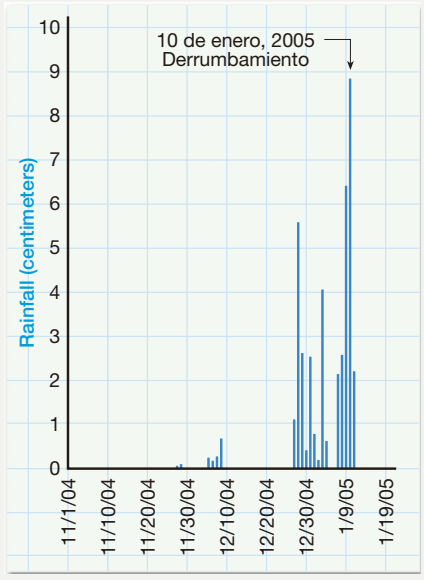


FIGURA 15.A. Precipitaciones diarias en la ciudad cercana de Ventura durante las semanas que precedieron al acontecimiento de enero de 2005 en La Conchita. Cada línea del gráfico de barras muestra las precipitaciones de un día concreto. El flujo de derrubios de 2005 ocurrió en la culminación de las precipitaciones más copiosas de la temporada. Aproximadamente un 80 por ciento de la excepcional precipitación total para la temporada cayó en este corto periodo (National Weather Service).

La ciudad está situada en una estrecha franja costera de unos 250 m de anchura entre la línea de costa y un barranco escarpado de 180 m. El acantilado está compuesto de sedimentos marinos poco seleccionados y capas poco cementadas de lutita, limolita, y areniscas.

El letal flujo de derrubios de 2005 contenía poco o ningún material caído, antes bien consistía en la removilización de una parte del gran deslizamiento de terrenos que destruyó

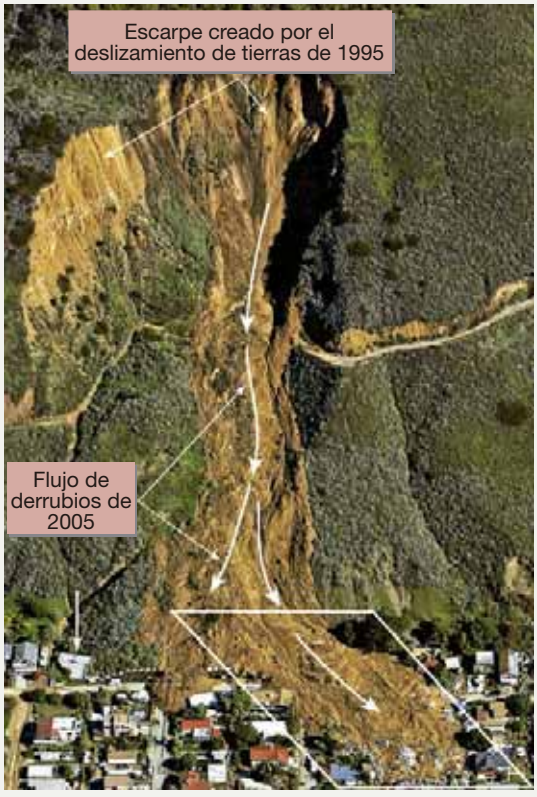


FIGURA 15.B. Vistas del flujo de derrubios en La Conchita tomadas justo después de que ocurriera en enero de 2005. La roca expuesta de color claro en la parte superior de la foto de la izquierda es el escarpe principal de un deslizamiento que ocurrió 10 años antes, en 1995. El suceso de enero de 2005 fue una removilización del ocurrido en 1995. El flujo era bastante denso (viscoso) y movió las casas que se encontró en su camino, en vez de fluir a su alrededor (AP Wide World Photos).

varias casas en 1995. De hecho, registros históricos que se remontan a 1865 indican que los deslizamientos de tierra en las zonas circundantes han sido un suceso recurrente. Además, las pruebas geológicas demuestran que deslizamientos de una variedad de tipos y dimensiones llevan sucediendo en La Conchita durante miles de años.

El factor más significativo que contribuyó al trágico flujo de derrubios de 2005 fueron las precipitaciones prolongadas e intensas. El acontecimiento sucedió al final de un periodo en el que se contabilizaron precipitaciones record en el sur de California. Las precipitaciones invernales en la cercana Ventura alcanzaron los 49,3 cm, en comparación con la media de solo 12,2 cm. Como indica la Figura 15.A, la mayor parte del volumen total cayó durante las dos semanas anteriores al flujo de derrubios.

Este no ha sido el primer deslizamiento de tierra destructivo que azotó La Conchita, ni será el último. El emplazamiento geológico de la ciudad y los antecedentes de procesos gravitacionales rápidos apoyan esta teoría. Cuando la cantidad e intensidad de las precipitaciones es suficiente, cabe esperar que se produzcan flujos de derrubios. El último párrafo del informe de la U.S. Geological Survey lo describe así:

> La zona de La Conchita ha experimentado y probablemente seguirá haciéndolo, una desconcertante variedad de riesgo de deslizamientos de tierra. Es más o menos probable que sucedan diferentes escenarios de deslizamientos como resultado de diferentes condiciones específicas de precipitación, y en ninguna parte la comunidad puede considerarse a salvo de los deslizamientos de tierra. Por desgracia, carecemos todavía de los medios que nos permitan predecir con exactitud lo que podría pasar cada vez que llueve. La prudencia nos dice, sin embargo, que podemos prever deslizamientos de tierra durante o después de futuros periodos prolongados o intensos de precipitaciones. Futuros terremotos, podrían, por supuesto, desencadenar también los deslizamientos de tierra en el área.

Basado en parte en el material preparado por la U.S. Geological Survey.

Jibsen, Randall W. «Landslide Hazards at La Conchita, California» U.S. Geological Survey Open-File Report. 2005-1067, pág. 11.

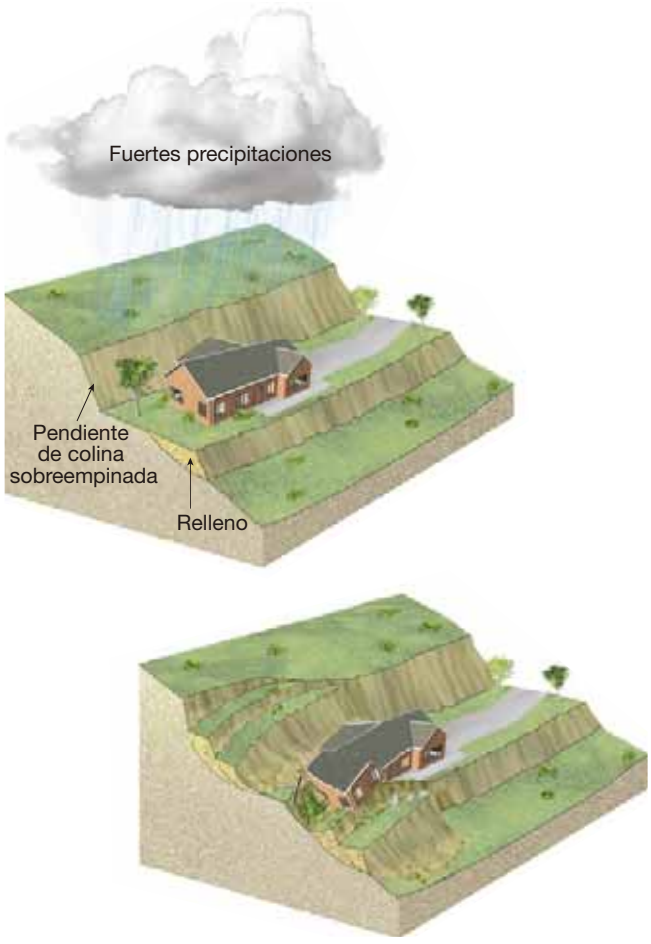


FIGURA 15.5. Cuando las pendientes están sobreempinadas y se vuelven inestables, se convierten en escenarios idóneos para los procesos gravitacionales. Procesos naturales como la erosión por las corrientes de agua y las olas pueden provocar un exceso de pendiente. La modificación de la pendiente para construir una nueva casa o carretera puede también ser causa de inestabilidad y provocar un acontecimiento de proceso gravitacional destructivo.

FIGURA 15.6. El ángulo de reposo para este material granular es de unos 30 (Foto de G. Leavens/Photo Researchers).

procesos gravitacionales, en especial si las pendientes son empinadas y el agua abundante. Cuando se elimina el anclaje de la vegetación, como consecuencia de los incendios forestales o de la actividad del hombre (tala de árboles, agricultura o desarrollo), los materiales de superficie suelen desplazarse pendiente abajo.

Un ejemplo insólito que ilustra el efecto fijador de las plantas se produjo hace varias décadas en las empinadas pendientes próximas a Menton, Francia. Los agricultores sustituyeron olivos, que tienen raíces profundas, por una cosecha económicamente más rentable, pero de raíces superficiales: los claveles. Cuando se desplomó la pendiente menos estable, el corrimiento de tierras se cobró once vidas.

En julio de 1994, un gran incendio azotó la montaña Storm King, al oeste de Glenwood Springs, Colorado, y eliminó la vegetación de las pendientes. Dos meses después, las fuertes lluvias se tradujeron en numerosas corrientes de derrubios, una de las cuales bloqueó la Interestatal 70 y amenazó con hacer un dique en el río Colorado. Un tramo de 5 km de la autopista quedó inundado con toneladas de rocas, barro y árboles quemados. El cierre de la Interestatal 70 supuso retrasos costosos en esta autopista principal.

Los incendios forestales son inevitables en el oeste de Estados Unidos y los derrubios rápidos y muy destructivos que fluyen impulsados por precipitaciones intensas son uno de los mayores peligros de los incendios (Figura 15.7). Este tipo de acontecimientos son especialmente peligrosos porque suelen ocurrir casi sin avisar. Su masa y su velocidad los hacen particularmente destructivos. Los flujos de derrubios después de un incendio son más comunes en los dos años siguientes a un incendio. Algunos de los mayores flujos de derrubios han sido provocados por la primera lluvia intensa tras un incendio forestal. Se necesita mucha menos lluvia para desencadenar flujos de derrubios en las zonas quemadas que en las no quemadas. En el sur de California, tan solo 7 mm de lluvia en 30 minutos han desencadenado flujos de derrubios.

¿Qué volumen pueden tener estos flujos? De acuerdo con la U.S. Geological Survey, los flujos de derrubios documentadas en las zonas quemadas del sur de California y otros estados occidentales oscilaron entre 600 y 300.000 m cúbicos. Este mayor volumen es suficiente para llenar un campo de fútbol con rocas y barro a una profundidad de unos 65 m.

Además de eliminar las plantas que fijan el terreno, el fuego puede fomentar los procesos gravitacionales de otras maneras. Después de un incendio forestal, la parte superior del terreno se vuelve seca y suelta. Como consecuencia, incluso con un tiempo seco, el terreno tiende a descender por las pendientes empinadas. Además, el fuego también puede «cocer» el terreno y crear una capa repelente al agua a poca profundidad. Esta barrera casi impermeable impide o reduce la infiltración del agua, lo cual se traduce en un aumento de la escorrentía superficial durante las lluvias. La consecuencia puede ser la aparición de torrentes peligrosos de barro viscoso y derrubios rocosos.

FIGURA 15.7. Durante el verano, los incendios forestales son sucesos normales en muchas zonas del oeste de Estados Unidos. Se calcinan millones de hectáreas cada año. La pérdida de vegetación anclada sienta las bases para los procesos gravitacionales acelerados (Foto de Raymond Gehman).

Terremotos como desencadenantes

En una zona pueden existir durante mucho tiempo condiciones favorables para los procesos gravitacionales sin que se produzca movimiento alguno. A veces es necesario un factor adicional para desencadenar el movimiento. Entre los desencadenantes más importantes y espectaculares se cuentan los terremotos. Un terremoto y sus réplicas pueden desalojar volúmenes enormes de roca y de material no consolidado. El acontecimiento ocurrido en la región de Cachemira, descrito al principio de este capítulo, es un ejemplo trágico.

Ejemplos de California y China

Un ejemplo significativo en Estados Unidos tuvo lugar en enero de 1994 cuando un terremoto azotó la región de Los Ángeles, al sur de California. Bautizado por su epicentro en la localidad de Northridge, el acontecimiento de una magnitud de 6,7 produjo pérdidas estimadas en 20.000 millones de dólares. Algunas de estas pérdidas fueron el resultado de más de 11.000 deslizamientos en una zona de 10.000 m cuadrados que se pusieron en movimiento a causa del seísmo. En la mayoría de casos se trató de caídas y deslizamientos de rocas superficiales, pero algunos fueron mucho mayores y llenaron los fondos del cañón de montones de tierra, rocas y derrubios vegetales. Los derrubios de los fondos del cañón crearon una amenaza secundaria porque podían movilizarse durante las tormentas y crear corrientes de derrubios. Las corrientes de este tipo son comunes y suelen resultar desastrosas al sur de California.

El 12 de mayo de 2008, un terremoto de magnitud 7,9 sacudió la ciudad de Chengdu en la provincia de Sichuan. Además de las trágicas consecuencias causadas directamente por el grave temblor de tierra, hubo cientos de deslizamientos de tierra provocados por el terremoto y sus muchas réplicas (Figura 15.8). Las avalanchas de roca y los deslizamientos de derrubios se precipitaron por las empinadas pendientes de las montañas sepultando los edificios y bloqueando las carreteras y los raíles de tren. Los deslizamientos de tierra también provocaron represamientos en los ríos, creando más de dos docenas de lagos. Este tipo de lagos que se forman en un terremoto representan un peligro doble. Aparte de las inundaciones corriente arriba que se producen cuando el lago se forma detrás de la presa natural, los montones de escombros que forman la presa pueden ser inestables. Otro terremoto, o simplemente la presión del agua detrás de la presa podrían reventarla, enviando una corriente de agua pendiente abajo. Estas inundaciones pueden ocurrir también cuando el agua empieza a desbordarse por encima de la presa. El mayor de los lagos creados por el terremoto del 12 de mayo, el Lago Tangjiashan, puso en riesgo a 1,3 millones de personas. En este caso, se evitó el desastre

FIGURA 15.8. Cuando un terremoto de magnitud 7,9 azotó el oeste del noroeste de Chengdu en la provincia china de Sichuan el 12 de mayo de 2008 se desencadenaron cientos de deslizamientos de tierra que destruyeron carreteras y puentes. Algunos ríos fueron bloqueados por presas de derrubios, formando lagos que pusieron en peligro a las miles de personas que vivían a lo largo de la pendiente. Esta vista aérea muestra el gran volumen de derrubios del deslizamiento de tierra que formaron una presa en el río y crearon un lago. Nótese el equipo de maquinaria pesada para ver la escala (Foto de MARK/epa/Corbis).

cuando los ingenieros chinos abrieron una brecha en la presa causada por el deslizamiento y consiguieron drenar de forma segura el lago.

Licuefacción

El temblor de tierra intenso durante los terremotos puede provocar que los materiales superficiales saturados en agua pierdan su resistencia y se conviertan en masas parecidas a los fluidos que fluyen. Este proceso, denominado *licuefacción,* fue una de las causas principales de los daños a la propiedad en Anchorage, Alaska, durante el terremoto masivo de Viernes Santo en 1964 descrito en el Capítulo 11.

¿Deslizamientos sin desencadenantes?

¿Los procesos gravitacionales rápidos requieren siempre algún tipo de desencadenante como las fuertes lluvias o un terremoto? La respuesta es no; esos acontecimientos a veces ocurren sin ningún desencadenante. Por ejemplo, la tarde del 9 de mayo de 1999, un deslizamiento provocó la muerte de 10 excursionistas e hirió a otros muchos en el Parque Estatal Sacred Falls cerca de Hauula en la costa septentrional de Oahu, Hawái. El trágico acontecimiento tuvo lugar cuando una masa de roca de la pared de un cañón descendió 150 m por una pendiente casi vertical al fondo del valle. Debido a cuestiones de seguridad, el parque se cerró para que los especialistas en deslizamientos del U. S. Geological Survey pudieran investigar el lugar. En su estudio, concluyeron que el deslizamiento se produjo *sin un desencadenante* procedente de ninguna condición externa apreciable.

Muchos procesos gravitacionales rápidos ocurren sin un desencadenante apreciable. Los materiales de la pendiente se debilitan de manera gradual con el tiempo bajo la influencia de la meteorización a largo plazo, la infiltración de agua y otros procesos físicos. Al final, si la resistencia cae por debajo del nivel necesario para mantener la estabilidad de la pendiente, se producirá un deslizamiento. El ritmo de los acontecimientos de este tipo es aleatorio y, por tanto, es imposible predecirlos con precisión.

Posibles deslizamientos de tierra

En la Figura 15.9 se muestran los posibles deslizamientos de tierra en estados contiguos de Estados Unidos. Todos los estados experimentarían algún daño como consecuencia de procesos gravitacionales rápidos, pero es evidente que no en todas las zonas hay la misma posibilidad de que se produzca un deslizamiento de tierra. Como cabe esperar, existe un riesgo mayor de deslizamiento en las zonas montañosas. En el este, los deslizamientos son más comunes en los Apalaches. En las partes montañosas del Pacífico noroccidental, el agua de las fuertes precipitaciones y de la fusión de la nieve suele desencadenar procesos gravitacionales rápidos. En las escarpadas pendientes de la zona costera de California hay muchas posibilidades de que se produzcan deslizamientos de tierra como consecuencia de las tormentas de invierno o del temblor del suelo asociado con terremotos. Los deslizamientos de tierra también ocurren cuando una fuerte actividad de onda erosiona y hace más escarpados los acantilados de la costa.

Un vistazo al mapa demuestra que en Florida y las adyacentes llanuras costeras del Atlántico y el Golfo las posibilidades de deslizamientos de tierra son menores al no tener pendientes escarpadas. En el centro del país, los estados son bastante planos, por lo que la posibilidad de deslizamientos es de baja a moderada. Las zonas con mayores posibilidades son las situadas a lo largo de los acantilados escarpados que se asocian a los valles fluviales.

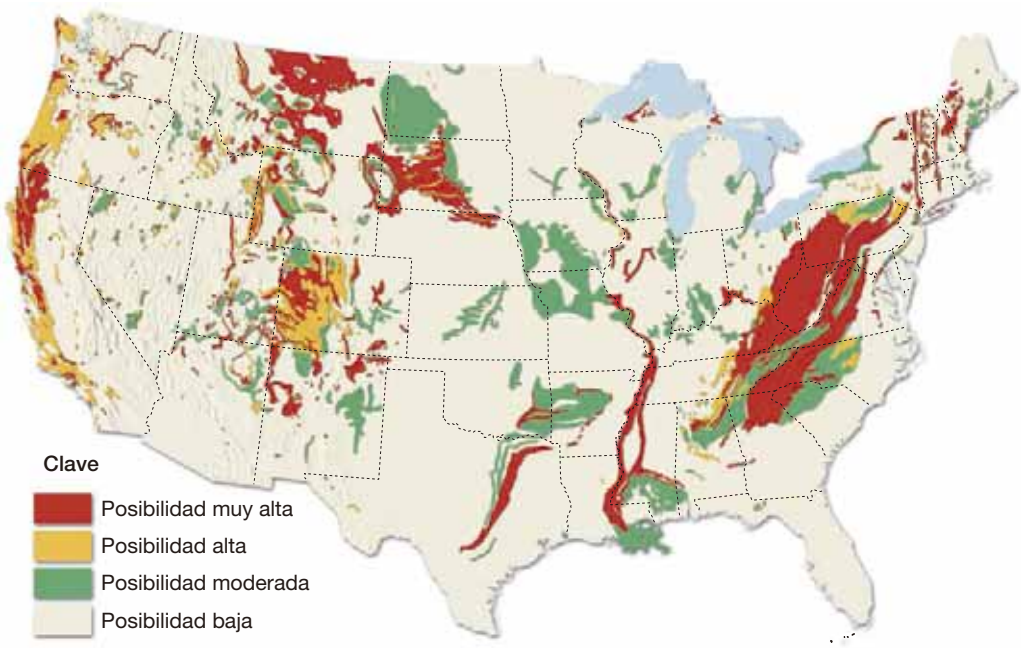


FIGURA 15.9. Posibles deslizamientos de tierra para los Estados Unidos continentales. Los riesgos son ciertamente mayores en las zonas montañosas donde las pendientes son más escarpadas. En los 50 estados hay ocurrencia de acontecimientos rápidos de procesos gravitacionales que pueden provocar daños. Tanto las lluvias torrenciales, los terremotos, la actividad volcánica, los ataques de olas costeras y los incendios forestales pueden contribuir a la inestabilidad general de las pendientes (Después de la U.S. Geological Survey).

CLASIFICACIÓN DE LOS PROCESOS GRAVITACIONALES

Hay una larga serie de procesos diferentes que los geólogos denominan procesos gravitacionales. En general, los diferentes tipos se clasifican en función del material implicado, de la clase de movimiento exhibido y de la velocidad del mismo.

Tipo de material

La clasificación de los procesos gravitacionales en función del material implicado en el movimiento depende de si la masa descendente empezó como un material no consolidado o como sustrato de roca. Si el suelo y el regolito son dominantes, se utilizan términos como derrubios, barro o tierra en la descripción. Por el contrario, cuando se desprende y se desplaza pendiente abajo una masa rocosa, el término roca será parte de la descripción.

Tipo de movimiento

Además de caracterizar el tipo de material implicado en un acontecimiento del movimiento de masa, también puede ser importante cómo se mueve el material. En general, la clase de movimiento se describe como desprendimiento, deslizamiento o flujo.

Desprendimiento

Cuando el movimiento implica la caída libre de fragmentos sueltos de cualquier tamaño, se denomina **desprendimiento**. El desprendimiento es una forma común de movimiento en pendientes que son tan empinadas que el material suelto no puede mantenerse sobre la superficie. La roca puede desprenderse directamente hacia la base de la pendiente o moverse en una serie de saltos y rebotes sobre otras rocas a lo largo del camino. Los desprendimientos son la forma fundamental por la que se crean y mantienen las *pendientes de talud* (Figura 15.10). Muchos desprendimientos se producen cuando los ciclos de congelación y deshielo o la acción de las raíces de las plantas, o ambas cosas, debilitan tanto las rocas que interviene la gravedad. Aunque señales a lo largo de afloramientos rocosos en las carreteras advierten de desprendimientos de roca, pocos de nosotros hemos sido realmente testigos de esos acontecimientos. Sin embargo, como se muestra en la Figura 15.11, ocurren de verdad.

Cuando grandes masas de roca se desprenden en caída libre desde grandes alturas, llegan al fondo con una enorme fuerza y a menudo desencadenan procesos gravitacionales. En Perú se produjo un ejemplo mortal. En mayo de 1970, un terremoto hizo que una descomunal masa de roca y hielo se desprendiera de la abrupta cara norte del Nevados Huascarán, el pico más elevado de los Andes peruanos. El material se precipitó casi 1 km y se pulverizó en el impacto. La avalancha de rocas que siguió se deslizó pendiente abajo, convertida en fluido

FIGURA 15.10. Los taludes son pendientes formadas por fragmentos angulares de roca. La meteorización mecánica, en especial el acuñamiento por hielo, afloja las partes del lecho de roca que, en consecuencia, se precipitan hacia la base del precipicio. Con el tiempo, se forman una serie de abruptas acumulaciones en forma de cono en la base de la pendiente vertical. Estos conos de talud están en el Parque Nacional de Banff, Alberta, Canadá (Foto de Marli Miller).

FIGURA 15.11. El 6 de agosto de 2006 el fotógrafo Herb Dunn presenció esta avalancha de rocas a lo largo del río Merced en el Parque Nacional de Yosemite, California. El acontecimiento no parece que tuviera un detonante claro (*véase* «Deslizamientos de tierra sin desencadenantes») **A.** El impacto de la roca que se precipita produce una explosión de polvo y derrubios. **B.** El derrumbe de rocas provoca una reacción en cadena. Una avalancha de derrubios se precipita por la pendiente derribando los árboles a su paso (2006 DunnRight Photograph).

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuántas muertes se cobran los deslizamientos cada a o?

El U. S. Geological Survey calcula que entre 25 y 50 personas mueren a causa de los deslizamientos cada año en los Estados Unidos. El peaje de muertes en todo el mundo, por supuesto, es mucho más elevado.

por el aire y el hielo atrapados. En el camino desprendió millones de toneladas más de derrubios, que por último, y trágicamente, sepultaron a más de 20.000 personas en las ciudades de Yungay y Ranrahirca.

Un efecto diferente desencadenado por un desprendimiento de roca tuvo lugar en el parque nacional de Yosemite el 10 de julio de 1996. Cuando dos grandes masas de roca se desprendieron de escarpados precipicios y cayeron unos 500 m al fondo del valle de Yosemite, los impactos fueron lo suficientemente potentes como para que se registraran en estaciones sísmicas a 200 km del lugar. A medida que las masas de roca desprendidas impactaban en el fondo, generaron ondas de presión atmosférica cuya velocidad podría compararse a un tornado o un huracán. La fuerza de la corriente de aire arrancó y partió más de mil árboles, entre ellos alguno cuya altura superaba los 40 m.

Deslizamiento

La mayoría de los procesos gravitacionales se describe como **deslizamientos**. El término se refiere a los movimientos de masas en los que hay una zona clara de debilidad que separa el material de deslizamiento del material subyacente más estable. Se reconocen dos tipos básicos de deslizamiento. Por un lado, *los deslizamientos rotacionales*, aquellos en los que la superficie de ruptura es una curva cóncava que recuerda a la forma de una cuchara y en la que el material que desciende exhibe una rotación de adelante hacia atrás. Por el contrario, un *deslizamiento traslacional* es aquel en el que la masa de material se mueve sobre una superficie relativamente plana como una diaclasa, una falla o un plano de estratificación. Estos deslizamientos exhiben poca rotación o inclinación hacia atrás.

Flujo

El tercer tipo de movimiento común para los procesos gravitacionales se denomina **flujo**. El flujo se produce cuando el material se desplaza pendiente abajo en forma de un fluido viscoso. La mayor parte de los flujos está saturada de agua y se mueve normalmente siguiendo una forma de lengua o lóbulo.

Velocidad de movimiento

Algunos de los acontecimientos descritos hasta ahora implicaban claramente un movimiento rápido. Por

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

El desastre de la presa de Vaiont

RECUADRO 15.2

Casi siempre los deslizamientos de tierra se producen por acontecimientos naturales, como fuertes precipitaciones o terremotos. Pero en otras ocasiones es la acción humana la que produce los deslizamientos. Este es el caso del ejemplo que se comenta en este recuadro. Por desgracia, tuvo consecuencias desastrosas.

En 1960, se construyó una gran presa, de casi 265 m de altura, a través del cañón Vaiont en los Alpes italianos. Se construyó sin buenos datos geológicos y el resultado fue un desastre solo tres años después.

El lecho de roca del cañón Vaiont se inclinó en pendiente hacia abajo, hacia el lago retenido detrás de la presa. El lecho de roca estaba compuesto por estratos débiles de caliza muy fracturada, con capas de arcilla y numerosas cavidades de disolución. A medida que el embalse se llenó detrás de la presa finalizada, las rocas empezaron a saturarse en agua y las arcillas se hincharon y se volvieron más plásticas. La elevación del agua redujo la fricción interna que había mantenido la roca en su lugar.

Las determinaciones realizadas poco después de llenar el embalse señalaron el problema, porque indicaron que una porción de la montaña reptaba lentamente colina abajo a una velocidad de un centímetro por semana. En septiembre de 1963, la velocidad aumentó a un centímetro por día, luego a 10-20 cm por día, y finalmente hasta 80 cm por día en la fecha del desastre.

Por último, la ladera de la montaña se desprendió. En tan solo un instante, 240 millones de metros cúbicos de roca y derrubios se deslizaron ladera abajo y llenaron casi 2 km de la garganta hasta alturas de 150 metros por encima del nivel del embalse (Figura 15.C). Esto empujó el agua completamente fuera del embalse en una ola de más de 90 m de altura. A más de 1,5 km corriente abajo, el muro de agua seguía teniendo una altura de 70 m, destruyendo todo a su paso.

El acontecimiento entero duró menos de siete minutos, pero se cobró unas 2.600 vidas. Aunque este se conoce como el peor desastre de la historia ocurrido en una presa, la propia presa de Vaiont se mantuvo intacta. Y mientras la catástrofe fue desencadenada por la interferencia humana en el río Vaiont, el deslizamiento habría ocurrido finalmente por sí mismo; sin embargo, los efectos no habrían sido tan trágicos.

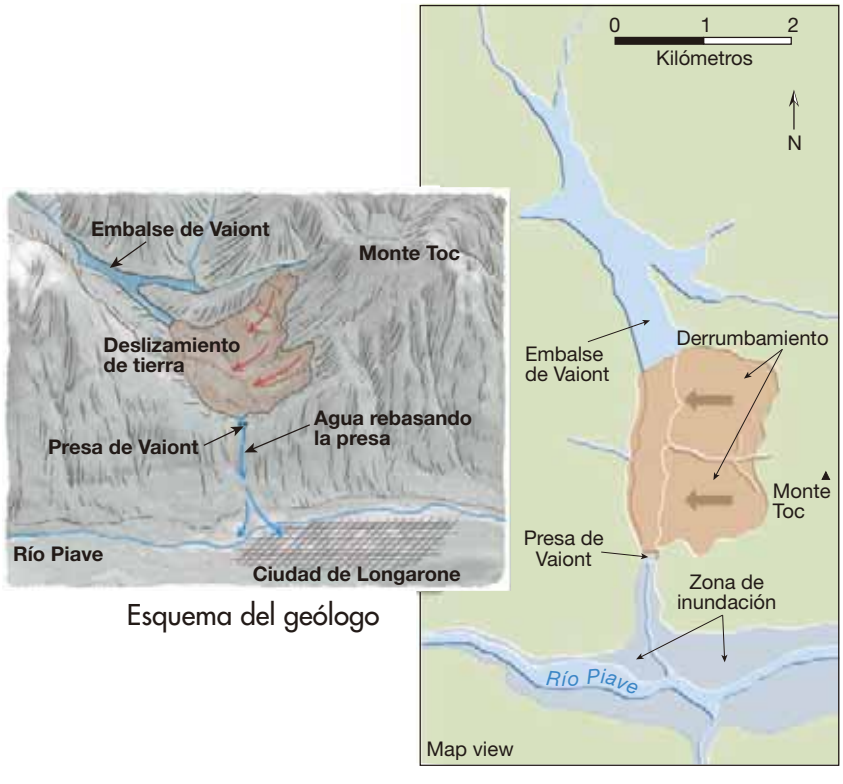


FIGURA 15.C. Mapa esquemático del área del río Vaiont que muestra los límites del deslizamiento, la porción del embalse que se llenó de derrubios y la extensión de la inundación corriente abajo.

ejemplo, se estima que los derrubios que se precipitaron por las pendientes del Nevados Huascarán peruano alcanzaron velocidades que superaban en mucho los 200 km por hora. Este tipo de movimiento de masa más rápido se denomina **avalancha de rocas** (*avaler* = descender). Los investigadores ahora entienden que las avalanchas de roca, como la que se produjo en la escena de la Figura 15.12, deben «flotar literalmente en el aire», conforme descienden pendiente abajo. Es decir, se producen velocidades elevadas cuando el aire queda atrapado y comprimido debajo de la masa de derrubios que se precipita, permitiendo que se mueva como una lámina flexible y elástica a través de la superficie.

A veces los alumnos preguntan…

¿Qué dificultad tiene subir por la pendiente de un talud?

Mucha. Puede describirse con más precisión como una escalada debido a su inclinación. Ascender por la pendiente de un talud de material más grueso implica escalar de bloque en bloque. La pendiente de un talud compuesto de material más fino es más difícil de escalar porque se puede provocar el deslizamiento del material a medida que se asciende. A menudo, esta actividad agotadora se traduce en resbalar alrededor de un paso y medio hacia atrás por cada paso que se da.

FIGURA 15.12. Vista aérea del deslizamiento de tierra de Blackhawk, un acontecimiento prehistórico que tuvo lugar en la pendiente septentrional de las montañas San Bernardino en California. Se considera uno de los mayores deslizamientos de tierra de Norteamérica. Esta lengua de 8 km de longitud tiene unos 3 km de ancho y un espesor de 9 a 30 m. Las investigaciones han demostrado que la masa de derrubios se precipitó pendiente abajo hasta su lugar actual sobre una almohada de aire comprimido (Foto de Michael Collier).

La mayoría de los movimientos de masa, sin embargo, no se desplaza con la velocidad de una avalancha de rocas. De hecho, la gran mayoría de los procesos gravitacionales son imperceptiblemente lentos. Un proceso que examinaremos más tarde, denominado *reptación*, es consecuencia de movimientos de partículas que suelen medirse en milímetros o centímetros al año. Por tanto, como puede verse, las velocidades del movimiento pueden ser espectacularmente súbitas o excepcionalmente graduales. Aunque los diversos tipos de procesos gravitacionales suelen clasificarse en rápidos o lentos, esta distinción es muy subjetiva, ya que existe un amplio intervalo de velocidades entre los dos extremos. Incluso la velocidad de un proceso individual en un lugar concreto puede variar considerablemente.

DESLIZAMIENTO ROTACIONAL

MASS WASTING
▸ Types of Mass Wasting

Se entiende por **deslizamiento rotacional** el deslizamiento hacia abajo de una masa de rocas o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva (Figura 15.13). Normalmente, el material no viaja a una velocidad espectacular ni muy lejos. Esta es una forma común de proceso gravitacional, en especial en acumulaciones gruesas de materiales cohesivos, como la arcilla. La superficie fracturada tiene una forma característica en cuchara, cóncava hacia arriba o hacia fuera. Conforme se produce el movimiento, se crea un escarpe

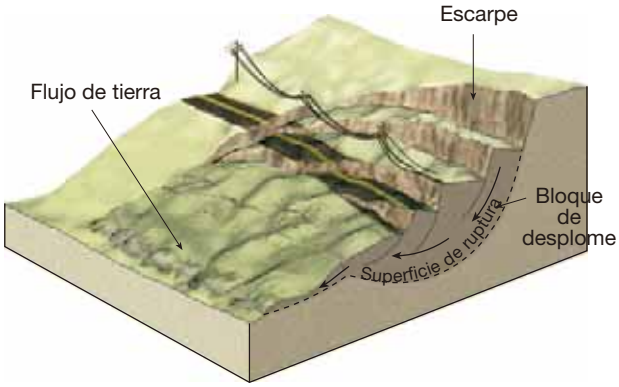


FIGURA 15.13. Los deslizamientos rotacionales se producen cuando el material se desliza pendiente abajo en masas a lo largo de una superficie de ruptura curva. Los flujos de tierra se forman a menudo en la base del deslizamiento rotacional.

en forma de cuarto creciente en la cabecera, y la superficie superior del bloque a veces se inclina hacia atrás. El deslizamiento rotacional puede implicar una sola masa, pero a menudo consiste en bloques múltiples. A veces, se acumula agua entre la base del escarpe y la parte superior del bloque inclinado. Conforme el agua se filtra hacia abajo a lo largo de la superficie de ruptura, puede promover una ulterior inestabilidad y un movimiento adicional.

Los deslizamientos rotacionales se producen normalmente debido a que la ladera tiene una pendiente excesiva. El material situado en la porción superior de la pendiente se mantiene en posición por el material situado en la base de la misma. Conforme se elimina este material de anclaje de la base, el material situado encima se vuelve inestable y reacciona al empuje de la gravedad. Un ejemplo relativamente común es una pared de valle cuya pendiente se hace excesivamente empinada como consecuencia de un río meandriforme. La foto de la Figura 15.14 proporciona otro ejemplo de cómo un acantilado costero ha sido erosionado por la acción de las olas en su base. El deslizamiento rotacional puede producirse también cuando una pendiente está sobrecargada, causando tensión interna sobre el material que está debajo. Este tipo de

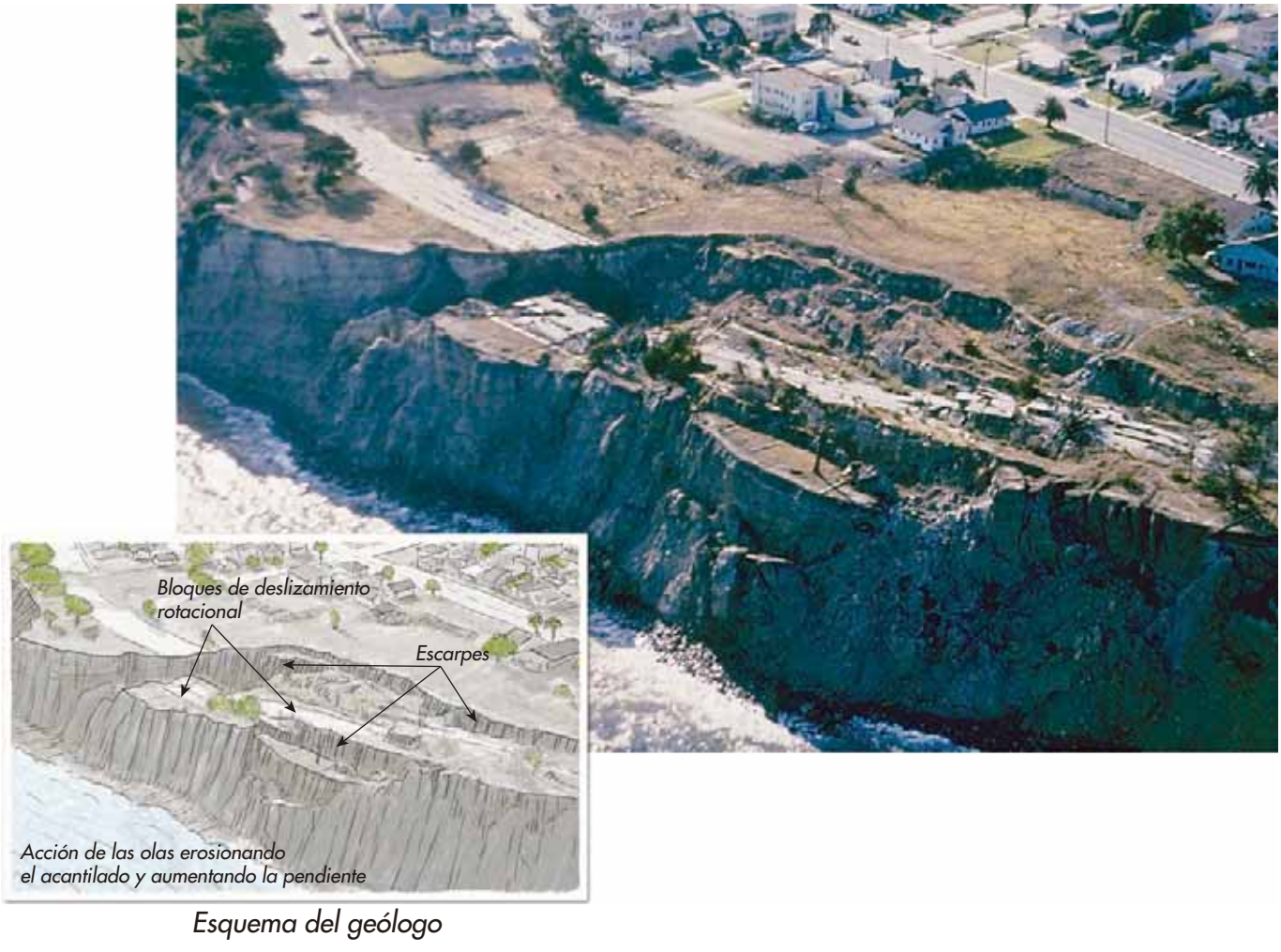


FIGURA 15.14. Deslizamiento rotacional en Point Fermin, California. Con frecuencia el deslizamiento rotacional se desencadena cuando las pendientes adolecen de un exceso de pendiente causado por procesos de erosión como la acción de las olas (Foto de John S, Shelton).

deslizamiento rotacional se produce a menudo en los lugares donde el material blando, rico en arcilla, se encuentra debajo de estratos de roca más compacta y resistente, como la arenisca. La infiltración del agua a través de las capas superiores reduce la cohesión de la arcilla que hay debajo y produce así el desplome de la pendiente.

DESLIZAMIENTO DE ROCAS

MASS WASTING
▸ Types of Mass Wasting

Los **deslizamientos de rocas** se producen cuando bloques rocosos se sueltan y se deslizan pendiente abajo (*véase* Figura 15.15). Si el material implicado está muy poco consolidado, se utiliza la expresión **deslizamiento de derrubios**. Tales acontecimientos se cuentan entre los movimientos de masa más rápidos y más destructivos. Normalmente los deslizamientos de roca tienen lugar en un ambiente geológico donde los estratos rocosos están inclinados, o donde hay diaclasas y fracturas paralelas a la pendiente. Cuando dicha unidad de roca se ve socavada en la base de la pendiente, pierde apoyo y la roca acaba por desprenderse. A veces, los deslizamientos de roca se desencadenan cuando la lluvia o el agua de fusión de la nieve lubrican la superficie subyacente en el lugar en el cual la fricción ya no basta para mantener la unidad rocosa en su lugar. Como consecuencia, los deslizamientos de roca tienden a ser más comunes durante la primavera, cuando son más frecuentes las lluvias abundantes y la fusión de la nieve.

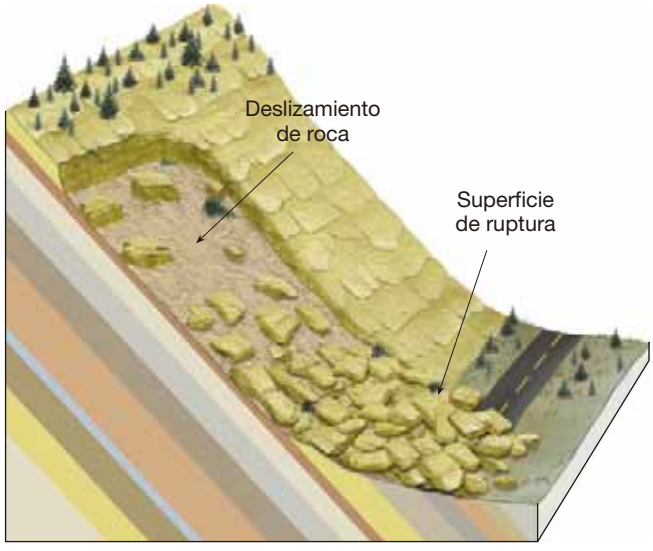


FIGURA 15.15. Los deslizamientos de roca y de derrubios son movimientos rápidos clasificados como deslizamientos traslacionales en los que el material se mueve sobre una superficie relativamente plana con poca o ninguna rotación o inclinación hacia atrás.

Como ya se ha mencionado, los terremotos pueden desencadenar deslizamientos rocosos y otros movimientos de masa. Hay muchos ejemplos conocidos. El terremoto ocurrido en 1811 en Nuevo Madrid, Missouri, por ejemplo, produjo deslizamientos en un área de más de 13.000 km cuadrados a lo largo del valle del río Mississippi. El 17 de agosto de 1959, cuando un intenso terremoto iniciado al este del Parque Nacional Yellowstone desencadenó un deslizamiento masivo en el cañón del río Madison en el suroeste de Montana. En cuestión de momentos, se deslizó en el cañón una cantidad calculada en 27 millones de metros cúbicos de roca, suelo y árboles. Los derrubios obstruyeron el río y enterraron una carretera y una zona de acampada. Perecieron más de veinte campistas a quienes pilló desprevenidos.

No muy lejos de aquella zona, se había producido 34 años antes el deslizamiento de rocas del Gros Ventre. El río Gros Ventre fluye hacia el oeste desde la parte más septentrional de la cordillera Wind River en el noroeste de Wyoming, a través del Parque Nacional Grand Teton, y acaba vaciándose en el río Snake. El 23 de junio de 1925, ocurrió en su valle un masivo deslizamiento de rocas, justo al este de la pequeña ciudad de Kelly. En el lapso de tan solo unos minutos, una gran masa de arenisca, lutita y suelo chocó contra el lado sur del valle, llevándose con él un denso pinar. El volumen de derrubios, que se calculó en 38 millones de metros cúbicos, creó un dique de 70 m de alto en el río Gros Ventre. Debido a que este río se bloqueó por completo, se formó un lago. Se llenó tan deprisa que una casa que había estado 18 m por encima del río flotaba fuera de sus cimientos 18 horas después del deslizamiento. En 1927, el lago desbordó el dique, drenando en parte el lago y produciendo una devastadora inundación corriente abajo.

¿Por qué ocurrió el deslizamiento de rocas del Gros Ventre? En la Figura 15.16 se muestra una vista de sección trasversal en forma de diagrama de la geología del valle. Obsérvense los siguientes puntos: (1) los estratos

A veces los alumnos preguntan…

¿Las avalanchas de nieve se consideran un tipo de proceso gravitacional?

Sí. Algunas veces estos movimientos atronadores de la nieve y el hielo pendiente abajo mueven grandes cantidades de rocas, suelo y árboles. Por supuesto, las avalanchas de nieve son muy peligrosas, en especial para los esquiadores en las pendientes montañosas elevadas y para los edificios y las carreteras al pie de las pendientes en las regiones propensas a las avalanchas.

Cada año se producen alrededor de 10.000 avalanchas de nieve en la zona montañosa del oeste de los Estados Unidos. En un año normal, se cobran entre 15 y 25 vidas en los Estados Unidos y Canadá. Son un problema que va en aumento, puesto que cada vez hay más personas que practican los deportes y el ocio de invierno.

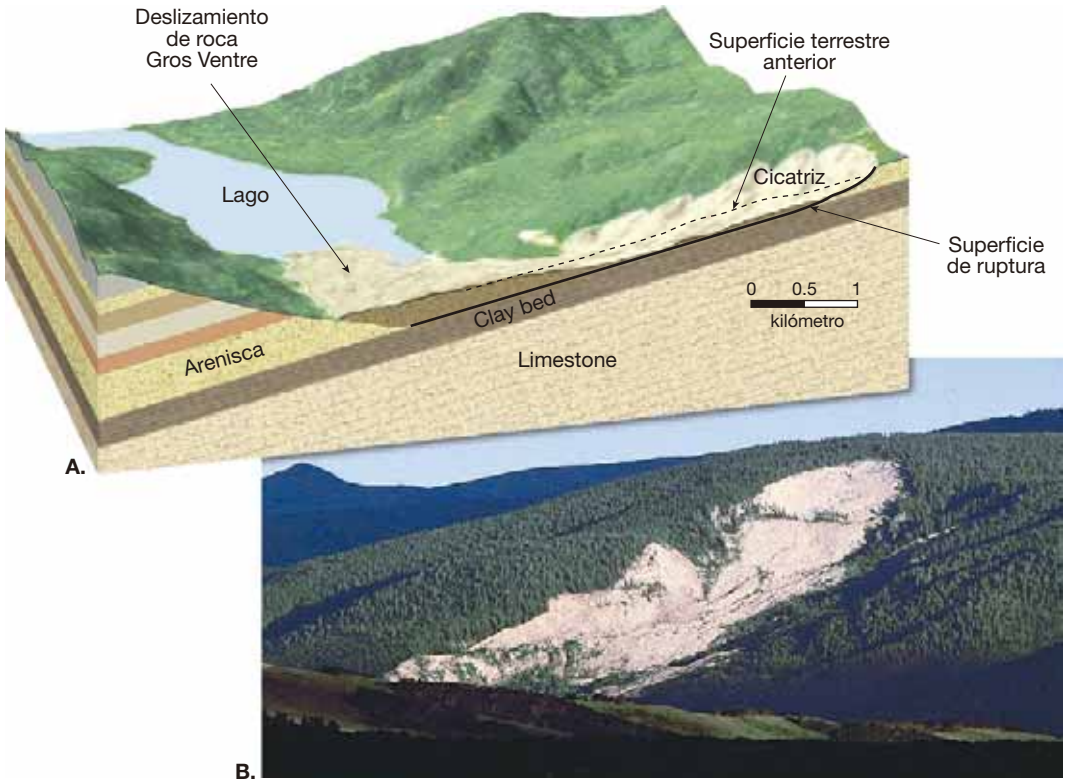


FIGURA 15.16. La parte **A** es una vista transversal del deslizamiento de roca del Gros Ventre. El deslizamiento ocurrió cuando el lecho de arenisca debilitada e inclinada no pudo mantener por más tiempo su posición sobre el saturado lecho de arcilla. Como se aprecia en la parte **B** de la imagen, aunque el deslizamiento de tierra de Gros Ventre ocurrió en 1925, la marca que dejó en la cara de la montaña Sheep es todavía un detalle prominente (La Parte A de W.C. Alden, «Landslide and Flood at Gros Ventre, Wyoming», Transactions (AIME) 76 (1928):348; la parte B foto de Stephen Trimble).

sedimentarios de esta área tenían un buzamiento (inclinación) de 15-21 grados; (2) debajo del estrato de arenisca hay una capa relativamente delgada de arcilla y (3) en el fondo del valle el río se había cortado gran parte de la capa de arenisca. Durante la primavera de 1925, el agua procedente de las intensas lluvias y de la fusión de las nieves se precipitó a través de la arenisca, saturando la arcilla de debajo. Dado que gran parte de la capa de arenisca había sido atravesada por el río Gros Ventre, la capa carecía prácticamente de apoyo en el fondo de la pendiente. Por fin la arenisca ya no pudo mantener su posición sobre la arcilla humedecida, y la gravedad empujó la masa hacia abajo por la ladera del valle. Las circunstancias en esta localización fueron tales que el acontecimiento fue inevitable.

FLUJO DE DERRUBIOS

MASS WASTING
▸ Types of Mass Wasting

El **flujo de derrubios** es un tipo relativamente rápido de proceso gravitacional que consiste en la fluencia de suelo y regolito con abundante cantidad de agua (Figura 15.17). Varios son representados en este capítulo, véanse las Figuras 15.1B y 15.3, y las fotos del Recuadro 15.1. Los flujos de derrubios, denominados también **coladas de barro** cuando el material es principalmente de grano fino, pueden ocurrir en muchos ambientes climáticos diferentes pero son fundamentalmente característicos de las regiones montañosas semiáridas. Los flujos de derrubio, llamados *lahares,* son también comunes en las pendientes de algunos volcanes. Debido a sus propiedades fluidas, los flujos de derrubios suelen seguir los cañones y los cauces fluviales. En las áreas pobladas, los flujos de derrubios pueden plantear un riesgo significativo para la vida y las propiedades.

Flujos de derrubios en las regiones semiáridas

Cuando un aguacero o la fusión rápida de la nieve de una montaña crean una inundación súbita en una región semiárida, grandes cantidades de suelo y de regolito inundan los cauces de escorrentía próximos debido a que normalmente hay poca vegetación que fije el material de superficie. El producto final es una lengua de

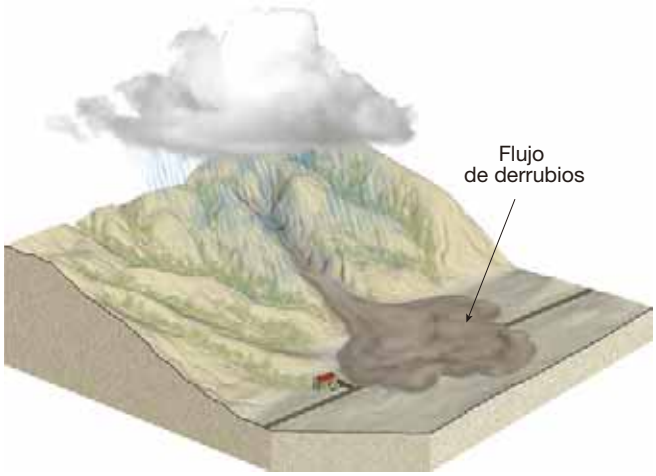


FIGURA 15.17. El flujo de derrubios es una lengua de barro bien mezclado, suelo, roca y agua en movimiento. Su consistencia puede variar desde la parecida a cemento mojado hasta la de una mezcla con textura de sopa menos densa que el agua embarrada.

lodo, suelo, roca y agua bien mezclados en movimiento. Su consistencia puede oscilar entre la del cemento húmedo y la de una mezcla espesa no más gruesa que el agua fangosa. La velocidad de flujo, por consiguiente, depende no solo de la pendiente, sino también del contenido en agua. Cuando son densos, los flujos de derrubios son capaces de transportar o empujar grandes cantos rodados, árboles e incluso casas con relativa facilidad.

Los flujos de derrubios plantean un peligro serio al desarrollo en áreas de montaña relativamente secas como las del sur de California. La construcción de viviendas en las laderas de los cañones y la eliminación de la vegetación autóctona quemando los matorrales o de otras maneras han aumentado la frecuencia de esos acontecimientos destructivos. Además, cuando un flujo de derrubios alcanza el final de un cañón estrecho y empinado, se propaga hacia fuera, cubriendo el área que hay más allá de la boca del cañón con una mezcla de derrubios húmedos. Este material contribuye a la acumulación de depósitos en forma de abanico, llamados *abanicos aluviales*, en las bocas de los cañones. Los abanicos se acumulan de una manera relativamente fácil; tienen a menudo bellas vistas y están cerca de las montañas, convirtiéndose en zonas preferidas para el desarrollo urbanístico. Debido a que los flujos de derrubios se producen solo de manera esporádica, la gente no suele ser consciente del riesgo potencial de estas zonas.

Lahares

Los flujos de derrubios compuestos principalmente de materiales volcánicos en los flancos de los volcanes se denominan **lahares.** La palabra se originó en Indonesia, una región volcánica que ha experimentado muchos de esos acontecimientos a menudo destructivos. Históricamente, los lahares han sido uno de los peligros volcánicos más mortales. Pueden tener lugar tanto durante una erupción como durante el periodo de reposo del volcán. Se producen cuando capas muy inestables de cenizas y derrubios se saturan de agua y fluyen pendiente abajo por las laderas volcánicas. Estos flujos siguen generalmente los cauces de corrientes existentes (Figura 15.18). A menudo, se desencadenan por las lluvias densas. Otros se inician cuando grandes volúmenes de hielo y nieve se funden por el calor que asciende a la superficie desde el interior del volcán o por los gases calientes y los restos casi fundidos emitidos durante una erupción violenta.

Cuando hizo erupción el monte Santa Elena en mayo de 1980, se crearon varios lahares. Los flujos y las inundaciones acompañantes corrieron ladera abajo por los valles de las bifurcaciones norte y sur del río Toutle a velocidades que a menudo superaron los 30 km por hora. No obstante, se destruyeron o resultaron muy dañados más de 200 hogares (Figura 15.19). La mayor parte de los puentes siguió un destino similar. Según el U. S. Geological Survey,

> Aun después de viajar muchas decenas de kilómetros desde el volcán y mezclarse con agua fría, las coladas de barro mantenían temperaturas que oscilaban entre los 84 °C y los 91 °C; indudablemente sus temperaturas eran más elevadas cuanto más cerca estaban del origen de la erupción… Localmente, las coladas de barro se elevaron por encima de las paredes de los valles hasta 108 m y por encima de las colinas hasta 75 m. Según las huellas dejadas por las líneas de barro, la mayor profundidad de las coladas de barro osciló entre 9,9 y 19,8 m[1].

Finalmente los lahares del área de drenaje del río Toutle transportaron más de 50 millones de metros cúbicos de material a los ríos Cowlitz y Columbia. Los depósitos redujeron temporalmente la capacidad transportadora del agua del río Cowlitz en un 85 por ciento, y se redujo la profundidad del cauce de navegación del río Columbia desde 12 m a menos de 4 m.

En noviembre de 1985, se produjeron lahares durante la erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 m de los Andes colombianos. La erupción fundió gran parte de la nieve y el hielo que cubrían los 600 m superiores del pico, produciendo torrentes de derrubios, cenizas y lodos viscosos calientes. Los lahares se desplazaron hacia fuera del volcán, siguiendo los valles de los tres ríos, alimentados por la lluvia, que radian desde la cima. El flujo que descendió hacia el valle del

[1] Robert I. Tilling, *Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present and Future.* Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 1987.

FIGURA 15.18. La erupción del monte Redoubt, un volcán al sureste de Anchorage en la península Kenai de Alaska, envió grandes flujos de derrubios (lahares) corriente abajo por el valle del río Drift en abril del 2009. Los canales forman un patrón en forma de ramal justo al oeste de Cook Inlet. El color oscuro del lahar hace un gran contraste con el paisaje cubierto de nieve (NASA).

FIGURA 15.19. Casa dañada por un lahar a lo largo del río Toutle, al oeste-noroeste del monte Santa Elena. La sección final de la casa fue desgajada e incrustada contra los árboles (Foto de D. R. Crandell, U. S. Geological Survey).

río Lagunilla fue el más destructivo. Devastó la ciudad de Armero, a 48 km de la montaña. La mayoría de las más de 25.000 muertes causadas por el acontecimiento se produjeron en esta comunidad agrícola que en una ocasión fue próspera.

A veces los alumnos preguntan…

¿Cuánto cuestan los deslizamientos de tierra en pérdidas económicas?

Según la U.S. Geological Survey, se estima que las pérdidas en dólares debidas a deslizamientos de tierra, están entre los 2 mil millones y los 4 mil millones de dólares (de 2009) anuales. Esta cantidad es una estimación conservadora, dado que no hay un método uniforme o una agencia global que controle o informe de las pérdidas por deslizamientos de tierra. Los deslizamientos provocan pérdidas económicas muy elevadas en otros países, pero no hay una estimación total de la cantidad exacta.

PERFIL PROFESIONAL

Bob Rasely. Especialista en procesos gravitacionales

La línea de trabajo de Bob Rasey puede que sea definida por la expresión «con las manos en la masa». Geólogo con base en Utah con el Servicio de Conservación de Recursos Naturales del U.S, Department of Agriculture, Raseley está especializado en predecir la posibilidad de acontecimientos rápidos de procesos gravitacionales en caso de un incendio forestal.

La mayoría de las situaciones que Rasely se encuentra no son urgencias, pero hay momentos en los que la posibilidad de que se inicie un proceso gravitacional rápido, en especial un flujo de derrubios, supone una amenaza inminente para una zona poblada.

El geólogo y especialista en procesos gravitacionales Bob Rasely se jubiló recientemente del Servicio de Conservación de Recursos Naturales del U.S, Department of Agriculture. Está de pie sobre un montículo producido por el deslizamiento de tierra de Thistle, centro de Utah. Las pérdidas provocadas por este acontecimiento de superaron los 00 millones de dólares, lo que lo convierte en el deslizamiento de tierra más costoso de la historia estadounidense. Se formó una presa en el río Spanish For , que inundó la ciudad de Thistle, y eliminó una carretera y la vía principal del ferrocarril de Denver y Río Grande (Cortesía de Robert C. Rasely).

«Si hay una ciudad situada en una zona baja, debemos apresurarnos para ir por delante de la siguiente tormenta» dice Raseley. «En el peor de los casos, situamos a una persona en la mitad de la montaña con una radio».

En esas ocasiones, dice Raseley, se establecen planes de evacuación que pueden permanecer activos durante un largo tiempo.

La posibilidad y la escala de un posible desastre dependen de muchos factores. Raseley clasifica la mayoría de los incendios forestales o «fuegos» como «superficiales» o «profundos». Los incendios superficiales solo destruyen la vegetación de la superficie y tienen un periodo de recuperación de un año aproximadamente. Por el contrario, los incendios profundos destruyen las raíces y necesitan de 3 a 5 años para su recuperación.

«Primero necesitamos determinar las condiciones del incendio, si las raíces se han mantenido intactas». Raseley menciona que los incendios superficiales aumentan la velocidad de erosión en una superficie cualquiera de 3 a 5 veces, mientras que los incendios profundos lo hacen de 6 a 10 veces.

Otros factores a considerar son la inclinación y la longitud de las pendientes y si existen ya canales para que el agua fluya en la superficie. Las pendientes escarpadas y los canales ya formados son una mala señal porque el agua se escapará a una velocidad mucho mayor. Las agujas de pino y roble también depositan un residuo pruinoso cuando se queman, que puede acelerar aún más el flujo, comenta Raseley.

Una vez evaluado el riesgo general de procesos gravitacionales, el equipo de Raseley puede utilizar una variedad de técnicas para minimizar los posibles riesgos para las personas y las propiedades. Uno consiste en erigir vallas de un material parecido a la malla denominado «geotela». Otro enfoque consiste en excavar lo que denominan una «cuenca de derrubios» para interceptar los derrubios del deslizamiento de tierra. «Si hay cualquier tipo de pequeña terraza, es posible frenar todo tipo de cosas», nos cuenta.

Si hay una ciudad situada en una zona baja, debemos apresurarnos para ir por delante de la siguiente tormenta.

El trabajo de Raseley le ha llevado a todas las cordilleras montañosas de Utah, menos dos, y trabaja a menudo en parques nacionales y estatales, muchos de los cuales están en Utah. Mientras la gravedad de cada situación puede ser muy variable, el tiempo es siempre fundamental en esta línea de trabajo.

Chris Wilson

Esos lahares también produjeron muertes y destrucción de propiedades en otros 13 pueblos situados dentro de la zona catastrófica que abarcó 180 km cuadrados. Aunque el Nevado del Ruiz arrojó explosivamente una gran cantidad de material piroclástico, lo que causó este desastre natural tan devastador fueron los lahares desencadenados por esta erupción. De hecho, fue el peor desastre volcánico acaecido desde la erupción del monte Pelée, en la isla caribeña de la Martinica, en 1902, durante la cual murieron 28.000 personas[2].

[2] Puede encontrarse un comentario sobre la erupción del monte Pelée en la sección sobre volcanes compuestos del Capítulo 5.

FLUJOS DE TIERRA

MASS WASTING
▸ Types of Mass Wasting

Hemos visto que los flujos de derrubios suelen estar confinados a los cauces de las regiones semiáridas. Por el contrario, los **flujos de tierra** se forman más a menudo en las laderas de las colinas de las áreas húmedas durante épocas de precipitación abundante o de deshielo. Cuando el agua satura el suelo y el regolito de la ladera de una colina, el material puede desgajarse, dejando una cicatriz en la pendiente, y formar una masa en forma de lengua o de lágrima que fluye pendiente abajo (Figura 15.20).

Los materiales más comúnmente implicados son ricos en arcilla y limo y contienen solo pequeñas proporciones de arena y clastos más gruesos. El tamaño de los flujos de tierra oscila entre cuerpos de unos pocos metros de longitud, unos pocos metros de ancho y menos de un metro de profundidad y masas de más de 1 km de longitud, varios centenares de metros de anchura y más de diez metros de profundidad. Dado que los flujos de tierra son bastante viscosos, en general se mueven más lentamente que los flujos de derrubios, más fluidos, descritos en la sección precedente. Se caracterizan por un movimiento lento y persistente y pueden permanecer activos durante periodos que oscilan entre días y años. Dependiendo del grado de inclinación de la pendiente y de la consistencia del material, las velocidades medidas oscilan desde menos de un milímetro al día hasta varios metros al día. A lo largo del periodo durante el cual son activos los flujos de tierra, el movimiento suele ser más rápido durante los periodos húmedos que durante las épocas más secas. Además de ocurrir como fenómenos de ladera aislados, los flujos de tierra tienen lugar normalmente en asociación con grandes desplomes. En esta situación, pueden verse como flujos en forma de lengua en la base del bloque de desplome.

MOVIMIENTOS LENTOS

MASS WASTING
▸ Types of Mass Wasting

Los movimientos del tipo de los deslizamientos de rocas, las avalanchas de rocas y los lahares son, desde luego, las formas más espectaculares y catastróficas de los procesos gravitacionales. Estos acontecimientos merecen un estudio intensivo, de manera que, mediante una prevención más eficaz, advertencias oportunas y mejores controles, se pueda salvar vidas. Sin embargo, debido a su gran tamaño y a su naturaleza espectacular, nos dan una impresión falsa de su importancia como proceso gravitacional. De hecho, los movimientos súbitos son responsables del movimiento de menos material que la acción más lenta y mucho más sutil de la

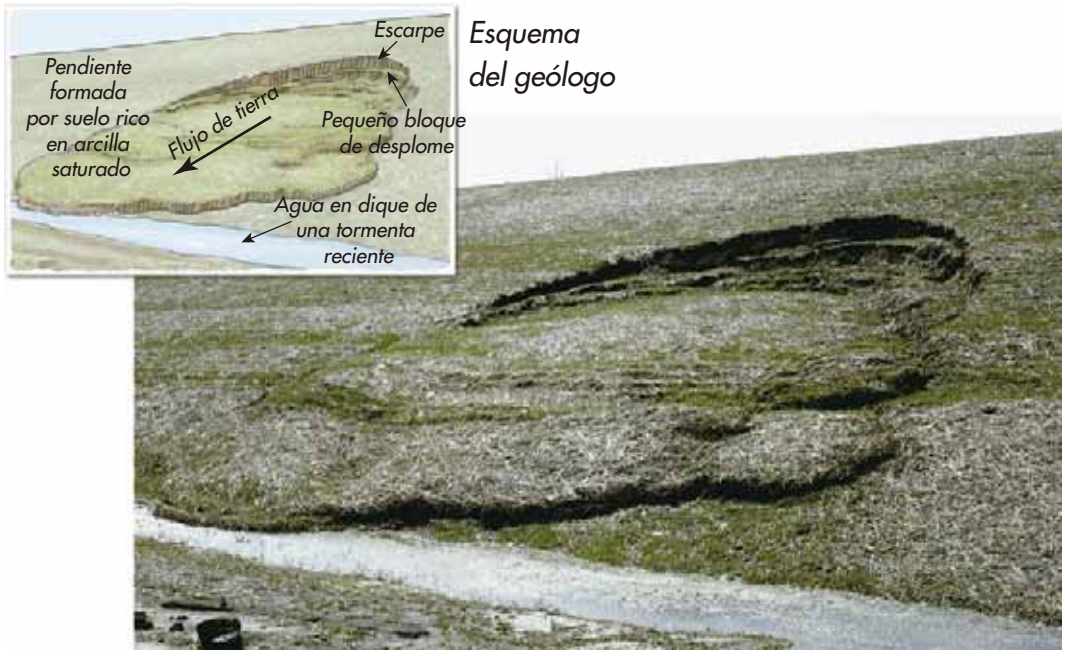


FIGURA 15.20. Este pequeño flujo de tierra en forma de lengua se produjo en una pendiente recién formada a lo largo de una carretera recién construida. Se formó en material rico en arcilla después de un periodo de densas lluvias. Obsérvese el pequeño desplome en la cabecera del flujo de tierra (Foto de E. J. Tarbuck).

reptación. Mientras que los tipos rápidos de procesos gravitacionales son característicos de las montañas y las laderas empinadas de las colinas, la reptación tiene lugar en pendientes tanto empinadas como suaves y es, por tanto, mucho más general.

Reptación

La **reptación** es un tipo de proceso gravitacional que implica el movimiento descendente gradual del suelo y el regolito. Un factor que contribuye a la reptación es la expansión y contracción alternativas del material de superficie causadas por congelación y deshielo o por humectación y sequía. Como se muestra en la Figura 15.21, la congelación o la humectación elevan las partículas un ángulo recto con respecto a la pendiente, y el deshielo o la sequía permiten que las partículas vuelvan a caer a un nivel ligeramente inferior. Cada ciclo, por consiguiente, mueve el material una cierta distancia colina abajo. Cualquier cosa que altere el suelo, como el impacto de las gotas de lluvia y las alteraciones provocadas por las raíces de las plantas y los animales de madriguera, ayuda a la reptación. También se fomenta la reptación si el suelo se satura de agua. Después de una densa lluvia o del deshielo, el terreno repleto de agua puede perder su cohesión interna, permitiendo que la gravedad empuje el material pendiente abajo. Dado que la reptación es imperceptiblemente lenta, el proceso no puede observarse en acción. Lo que puede observarse, sin embargo, son los efectos de la reptación: hace que se inclinen los cercados y los tendidos eléctricos y que se desplacen los muros de contención (Figura 15.22).

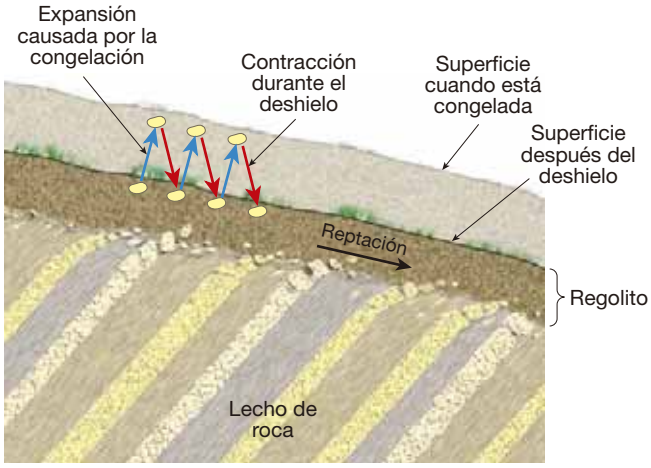


FIGURA 15.21. La expansión y la contracción repetidas del material de superficie producen una migración neta pendiente abajo de las partículas de roca: un proceso denominado *reptación.*

Solifluxión

Cuando el terreno está saturado de agua, la masa empapada fluye pendiente abajo a una velocidad de unos pocos milímetros o unos pocos centímetros diarios o anuales. Este proceso se denomina **solifluxión** (literalmente, «flujo del suelo»). Es un tipo de proceso gravitacional común en los lugares en los que el agua no puede fugarse de la capa superficial saturada a través de la infiltración a estratos más profundos. Una capa dura de arcilla densa en el suelo o una capa de lecho de rocas impermeable pueden contribuir a la solifluxión.

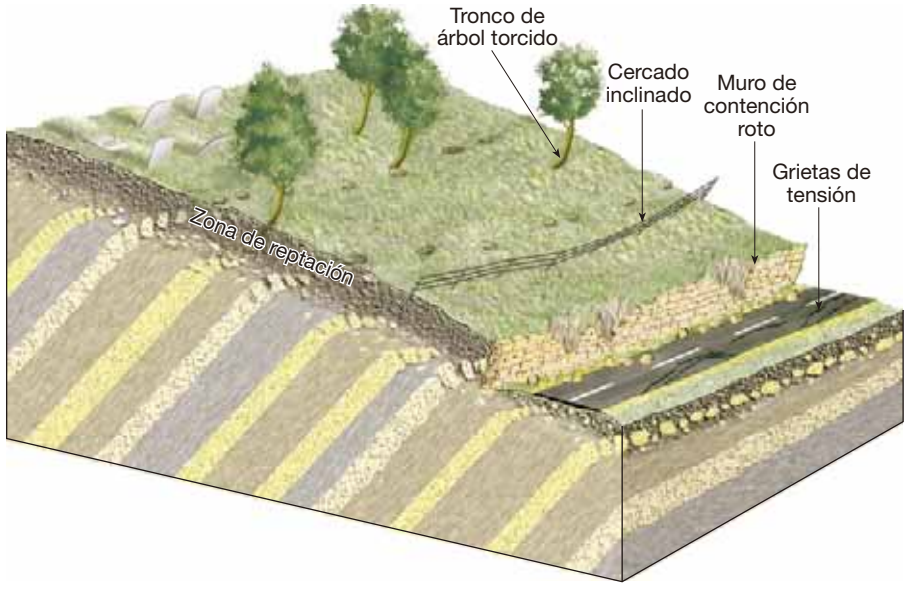


FIGURA 15.22. Aunque la reptación es un movimiento imperceptiblemente lento, sus efectos son a menudo visibles.

La solifluxión es también común en las regiones situadas por encima del *permafrost*. Se entiende por permafrost el suelo permanentemente helado que va asociado con los climas de los casquetes polares y la tundra de la Tierra (en la próxima sección se ampliará la información). La solifluxión puede considerarse como una forma de reptación en la cual el material no consolidado y saturado de agua se mueve lentamente pendiente abajo. Se produce en una zona situada por encima del permafrost denominada *capa activa*, que se derrite a una profundidad aproximada de un metro durante el breve verano de las latitudes altas y se vuelve a congelar en invierno. Durante el verano, el agua es incapaz de filtrar en la capa de permafrost impermeable situada debajo. Como consecuencia, la capa activa se satura y fluye lentamente. El proceso puede ocurrir en pendientes de tan solo 2 a 3 grados. Donde hay un manto bien desarrollado de vegetación, la lámina de solifluxión puede moverse en una serie de lóbulos bien definidos o en una serie de pliegues que se solapan en parte (Figura 15.23).

EL SENSIBLE PAISAJE DEL PERMAFROST

Muchos de los desastres debidos a procesos gravitacionales descritos en este capítulo tuvieron impactos inmediatos y desastrosos en las personas. Cuando las actividades humanas hacen que se funda el hielo contenido en el suelo permanentemente congelado, el impacto es más gradual y menos letal. Aun así, dado que las regiones de permafrost son paisajes sensibles y frágiles, las cicatrices provocadas por acciones mal planificadas pueden permanecer durante generaciones.

El suelo permanentemente congelado, conocido como **permafrost** o **pergerisuelo**, se produce cuando los veranos son tan fríos que solo pueden fundir una fina capa superficial. Las capas profundas permanecen congeladas todo el año. En términos estrictos, el permafrost solo se define en base a su temperatura; es decir, es aquel suelo con temperaturas que se han mantenido continuamente bajo 0 °C durante dos años o más. El grado en que se presenta el hielo en el terreno tiene un gran impacto en el comportamiento del material superficial. Conocer la cantidad de hielo que hay y dónde está localizado es muy importante para la construcción de carreteras, edificios y otros proyectos en zonas situadas por encima del permafrost.

El permafrost es extenso en las tierras que rodean el océano Ártico. Cubre más del 80 por ciento de Alaska, aproximadamente el 50 por ciento de Canadá y una parte sustancial de la Siberia septentrional (Figura 15.24). Cerca de los márgenes meridionales de la región, el permafrost está formado por masas aisladas relativamente finas. Más al norte, el área y el grosor aumentan de

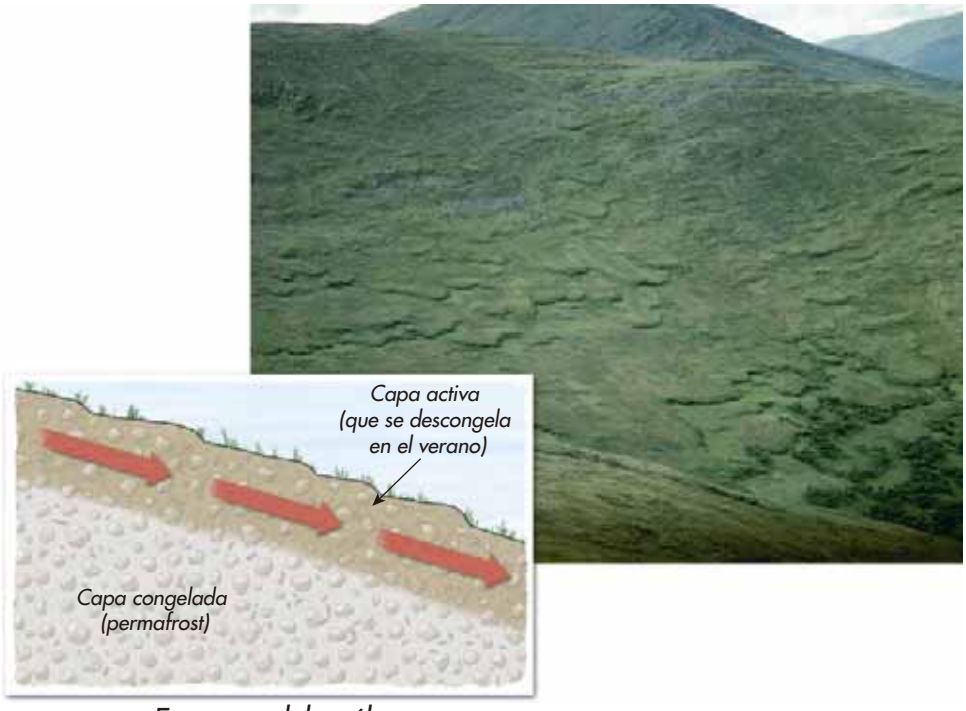


FIGURA 15.23. Caballones o lóbulos de solifluxión al noreste de Fairbanks, Alaska. La solifluxión ocurre en las regiones de permafrost cuando la capa activa se descongela en el verano (Foto por James E. Patterson).

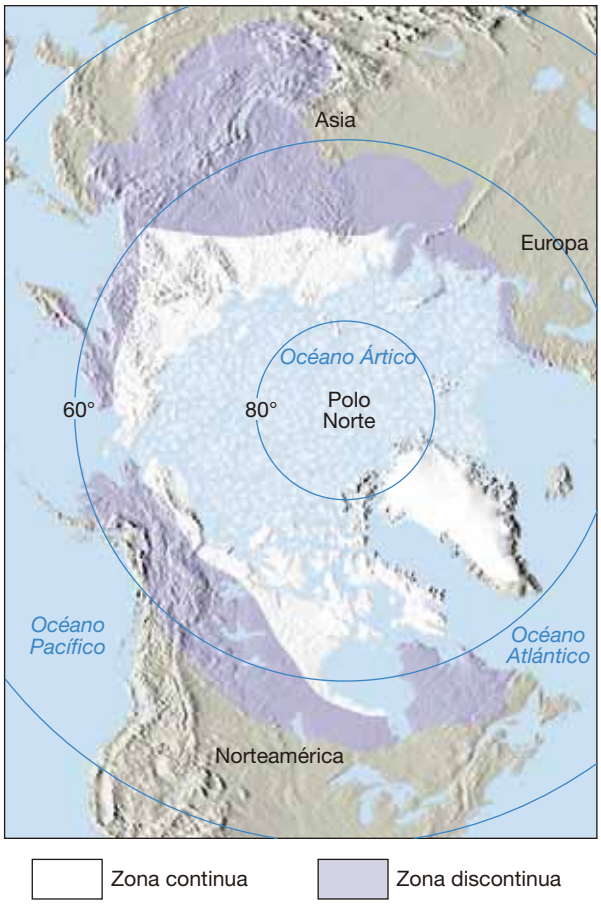


FIGURA 15.24. Distribución del permafrost en el Hemisferio Norte. En más del 80 por ciento de Alaska y un 50 por ciento de Canadá hay permafrost subyacente. Se reconocen dos zonas. En la zona continua las únicas zonas libres de hielo están bajo los lagos profundos y los ríos. En las porciones de altas latitudes de la zona discontinua, solo hay isletas desperdigadas de suelo descongelado. Más al sur, el porcentaje de suelo sin congelar aumenta hasta que todo el suelo está descongelado (Después de la U.S. Geological Survey).

A.

B.

FIGURA 15.25. **A.** Cuando se construyó una línea ferroviaria a través de este paisaje de permafrost en Alaska, el suelo cedió (Foto de Lynn A. Yehle, U.S. Geological Survey). **B.** En algunas partes de Alaska, las tuberías están suspendidas por encima del suelo para evitar la fusión del delicado permafrost (Tom Pat Lesson/ Photo researchers).

forma gradual hasta que el permafrost es esencialmente continuo y su grosor puede alcanzar o incluso superar los 500 m. En la zona discontinua, con frecuencia la planificación territorial es más difícil que en las zonas continuas más al norte, ya que la aparición de permafrost es parcheada y difícil de predecir.

Cuando el ser humano altera la superficie, eliminando la capa de vegetación aislante o construyendo carreteras o edificios, se altera el delicado equilibrio térmico y el permafrost puede descongelarse (Figura 15.25A). La descongelación produce un terreno inestable que puede deslizarse, desplomarse, ceder y sufrir un fuerte abombamiento. Cuando se construye una estructura calentada directamente sobre permafrost que contiene una gran proporción de hielo, la descongelación produce un material esponjoso, en el que puede hundirse un edificio. Una solución es emplazar los edificios y otras estructuras en soportes, a modo de zancos, que permiten que el aire subcongelado pueda circular entre la base del edificio y el suelo y mantener así el suelo congelado.

Cuando se descubrió petróleo en la región norte de Alaska, mucha gente se preocupó ante la posibilidad de construir un sistema de tuberías que enlazara los campos petrolíferos de Prudhoe Bay con el puerto libre de hielo de Valdez, 1.300 km al sur. Existía una gran preocupación porque un proyecto tan ambicioso pudiera dañar el ambiente tan sensible del permafrost. Muchos se preocuparon también por los vertidos de petróleo.

Dado que el petróleo debe calentarse a unos 60 °C para que pueda fluir correctamente, hubo que desarrollar técnicas de ingeniería especiales para aislar este calor del permafrost. Entre los métodos estaban el aislamiento de las tuberías, la elevación de partes de las

tuberías por encima del nivel del suelo, e incluso situar equipos de enfriamiento en el suelo para que se mantuviera congelado (Figura 15.25B). La tubería de Alaska es sin duda uno de los proyectos más costosos y complejos que jamás se haya construido en la tundra ártica. Estudios detallados y una cuidada técnica de ingeniería contribuyeron a reducir los efectos adversos que resultarían de la alteración del suelo congelado.

DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

Como cabe imaginar, los procesos gravitacionales no están limitados al continente. El desarrollo de instrumentos de alta calidad que producen imágenes del fondo oceánico nos permitió determinar que los procesos gravitacionales submarinos son un fenómeno común y extendido. Por ejemplo, en los estudios se revelan enormes deslizamientos submarinos en los flancos de la cadena Hawaiana, así como a lo largo de la plataforma y el talud continentales de los Estados Unidos. De hecho, muchos deslizamientos submarinos, principalmente en forma de desplomes y avalanchas de derrubios, parecen mucho mayores que cualquier proceso gravitacional similar que suceda en el continente.

Entre los deslizamientos submarinos más espectaculares se cuentan los que tienen lugar en los flancos de los volcanes submarinos (denominados *montes submarinos*) y en las islas volcánicas como Hawái. En los flancos sumergidos de las islas Hawái se han identificado docenas de grandes deslizamientos de más de 20 km de longitud. Algunos tienen dimensiones verdaderamente espectaculares. Uno de los más grandes que se han cartografiado, llamado la avalancha de derrubios de Nuuanu, se encuentra en el lado nororiental de Oahu. Se extiende a lo largo de casi 25 km a través del fondo oceánico y su tramo final se eleva por una pendiente de 300 m, lo cual indica que debió de ser muy potente y tener un gran ímpetu. Este deslizamiento gigante transportó bloques enormes a muchos kilómetros. Es probable que cuando ocurren acontecimientos tan grandes y rápidos, estos produzcan olas marinas gigantes denominadas tsunamis que recorren el Pacífico[3].

Los deslizamientos submarinos masivos descubiertos en los flancos de las islas Hawái están relacionados, con casi total seguridad, con el movimiento del magma mientras un volcán está activo. A medida que se añaden grandes cantidades de lava al borde marino de un volcán, la acumulación de material acaba provocando un gran deslizamiento. En la cadena Hawaiana, parece que este proceso de crecimiento y hundimiento se repite a intervalos de 100.000 a 200.000 años mientras el volcán es activo.

A lo largo de los bordes continentales de los Estados Unidos, grandes cicatrices de desplomes y flujo de derrubios marcan el talud continental. Estos procesos son consecuencia de la acumulación rápida de sedimentos inestables o de fuerzas como las olas de los temporales y los terremotos. Los procesos gravitacionales submarinos son especialmente activos cerca de los deltas, que son depósitos masivos de sedimentos en las desembocaduras de los ríos. Aquí, a medida que se acumulan grandes cantidades de arcilla saturada de agua y sedimentos ricos en material orgánico, se vuelven inestables y fluyen con facilidad incluso por las pendientes suaves. Algunos de estos movimientos han sido necesariamente suficientes para dañar grandes plataformas perforadoras submarinas.

Los procesos gravitacionales parecen constituir una parte integral del crecimiento de los bordes continentales pasivos. Los sedimentos suministrados a la plataforma continental por los ríos se mueven a través de la plataforma hacia la parte superior del talud continental. Desde este punto, los desplomes, los deslizamientos y los flujos de derrubios hacen descender los sedimentos hacia el pie de talud o algunas veces más allá de este.

---

[3] Para más información sobre estas olas destructivas, véase la sección sobre tsunamis del Capítulo 11.

CAPÍTULO 15 Procesos gravitacionales: obra de la gravedad

RESUMEN

- Por *procesos gravitacionales* se entiende el movimiento descendente de la roca, el regolito y el suelo bajo la influencia directa de la gravedad. En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen el paso siguiente a la meteorización. Los efectos combinados de los procesos gravitacionales y la erosión por las aguas de escorrentía producen los valles fluviales.
- *La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales.* Otros factores que influyen o desencadenan los movimientos pendiente abajo son la saturación en agua del material, el exceso de pendiente de las laderas, más allá del *ángulo de reposo,* la eliminación de la vegetación y el temblor de tierra de los terremotos.
- Los diversos procesos que se incluyen dentro de la calificación de procesos gravitacionales se dividen y describen en función de: (1) el tipo de material implicado (derrubios, fango, tierra o roca); (2) el tipo de movimiento (desprendimiento, deslizamiento o flujo), y (3) la velocidad del movimiento (rápido o lento).
- Entre las formas más rápidas de los procesos gravitacionales se cuentan los *deslizamientos rotacionales,* deslizamientos hacia abajo de una masa de roca o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva; los *deslizamientos de roca,* bloques de roca que se sueltan y deslizan pendiente abajo; los *flujos de derrubios,* flujos relativamente rápidos de suelo y regolito que contienen una gran cantidad de agua; los *flujos de tierra,* flujos no confinados de suelo saturado rico en arcilla que se producen la mayor parte de las veces en la ladera de una colina, en un área húmeda después de precipitaciones densas o del deshielo de la nieve.
- Las formas más lentas de los procesos gravitacionales son la *reptación,* movimiento colina abajo gradual de suelo y regolito, y la *solifluxión,* flujo gradual de una capa superficial saturada por debajo de la cual se extiende una zona impermeable. Los lugares comunes para la solifluxión son regiones situadas por encima del *permafrost* (suelo permanentemente helado asociado con la tundra y los climas de los casquetes polares).
- El *permafrost*, o suelo permanentemente congelado, cubre grandes partes de Norteamérica y de Siberia. La descongelación produce un suelo inestable que puede deslizarse, desplomarse o ceder o experimentar un intenso levantamiento por las heladas.
- Los procesos gravitacionales no están limitados a los continentes; también se producen debajo del agua. Muchos *deslizamientos submarinos,* especialmente desplomes y avalanchas de derrubios, son mucho mayores que los que se producen en el continente.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ángulo de reposo, 468
avalancha de rocas, 476
colada de barro, 480
deslizamiento, 475
deslizamiento de derrubios, 479
deslizamiento de rocas, 479
deslizamiento rotacional, 477
desprendimiento, 474
flujo de derrubios, 480
flujo de tierra, 484
flujo, 475
lahar, 481
permafrost, 486
proceso gravitacional, 466
reptación, 585
solifluxión, 485

PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa cómo los procesos gravitacionales contribuyen al desarrollo de los valles fluviales.
2. ¿Cuál es la fuerza que controla los procesos gravitacionales?
3. ¿Cómo afecta el agua a los procesos gravitacionales?
4. Describa la importancia del ángulo de reposo.
5. ¿De qué manera la eliminación de la vegetación por los incendios o el talado fomenta los procesos gravitacionales?
6. ¿Qué relación tienen los terremotos con los deslizamientos?
7. ¿Cómo contribuyó la formación de un dique al desastre del cañón Vaiont? ¿Era inevitable el desastre? (*véase* Recuadro 15.2).
8. Distinga entre desprendimiento, deslizamiento y flujo.
9. ¿Por qué pueden moverse las avalanchas rocosas a velocidades tan grandes?
10. Tanto los deslizamientos rotacionales como los deslizamientos de roca se mueven por deslizamiento. ¿En qué se diferencian estos procesos?
11. ¿Qué factores indujeron el deslizamiento masivo de rocas en el Gros Ventre, Wyoming?
12. Expliqué por qué construir una casa en un abanico aluvial puede no ser una buena idea.
13. Compare y contraste las coladas de barro y los flujos de tierra.
14. Describa los procesos gravitacionales que ocurrieron en el monte Santa Elena durante su periodo activo de 1980 y en el Nevado del Ruiz en 1985.
15. Dado que la reptación es un proceso imperceptiblemente lento, ¿qué signos pueden indicar que este fenómeno está afectando a una pendiente?
16. ¿Qué es el permafrost? ¿Qué parte de la superficie terrestre se ve afectada?
17. ¿Durante qué estación del año se produce la solifluxión en las regiones de permafrost?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

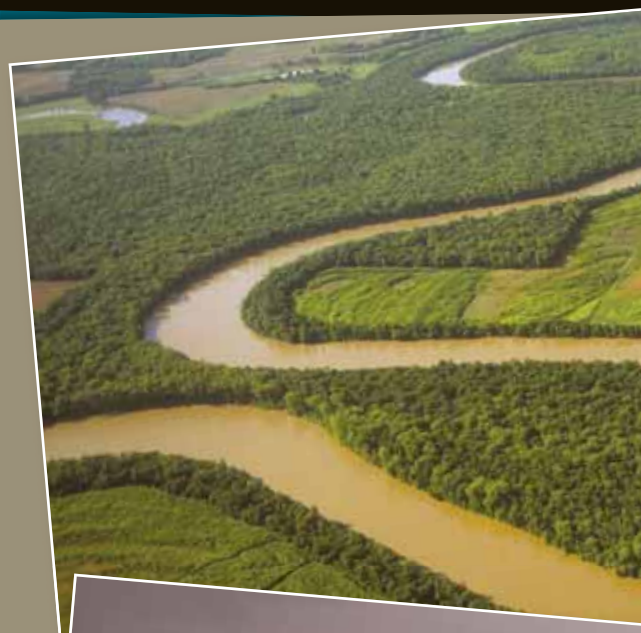
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 16

Corrientes de aguas superficiales



Los ríos son muy importantes para los seres humanos. Todas las grandes civilizaciones antiguas florecieron sobre los lechos de los principales ríos: la civilización mesopotámica en los lechos del Tigris y el Éufrates; la egipcia en el fértil valle del río Nilo; el río Amarillo, denominado «el río Madre», fue la cuna de la primitiva civilización china; y el río Indo en el subcontinente indio fue la cuna de la civilización del valle del Indo. Dado que los ríos se transforman de forma natural con el paso del tiempo, como consecuencia de las influencias climáticas y tectónicas, los «ingenieros» de la antigüedad trataron de reducir al mínimo los efectos de las inundaciones y de los cambios en los cauces.

Los ingenieros fluviales modernos se enfrentan a problemas similares. Sus estructuras, minuciosamente diseñadas, suelen permitir un control satisfactorio de las inundaciones, la navegación y la estabilización de los cauces, pero su construcción y su mantenimiento tienen un elevado coste. En última instancia, estos esfuerzos nos han enseñado que cabe la posibilidad de que los ríos no puedan ser controlados por las personas.

Consideremos la agridulce relación que tenemos con los ríos. Por un lado son herramientas económicas vitales, que usamos como autopistas para el transporte de bienes, como fuentes de agua para la irrigación y como fuentes energéticas, así como lugares ideales para la práctica de deporte y para el esparcimiento. Cuando se consideran como parte del sistema Tierra, los ríos y las corrientes de agua representan un vínculo básico en el reciclado constante del agua del planeta. Además, el agua de escorrentía es el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más terreno y transportando más sedimento que cualquier otro proceso (Figura 16.1). Dado que tanta gente vive cerca de los ríos, las inundaciones en estos valles por lo demás valiosos, se cuentan entre los riesgos geológicos más destructivos.

En este capítulo se proporciona una visión de conjunto del ciclo hidrológico, de la naturaleza de los sistemas fluviales, de la influencia de las corrientes de agua superficiales sobre el paisaje de nuestro planeta y de la naturaleza de las inundaciones y su impacto en las personas.

LA TIERRA COMO SISTEMA: EL CICLO HIDROLÓGICO

RUNNING WATER
▸ Hydrologic Cycle

Habitamos un planeta que es único en el Sistema Solar; está justo en el lugar apropiado y tiene el tamaño perfecto (*véase* Capítulo 22). Si la Tierra estuviera bastante más cerca del Sol, solo existiría agua en forma de vapor. Por el contrario, si nuestro planeta estuviera más alejado, el agua estaría permanentemente congelada. Además, la Tierra es lo suficientemente grande como para tener un manto caliente que impulsa el flujo de corriente que transporta agua a la superficie por procesos de vulcanismo. El agua que afloró desde el interior de la Tierra por la convección del manto generó los océanos y la atmósfera de nuestro planeta. Así, la coincidencia de un tamaño y una localización favorables, propició que la Tierra fuera el único planeta del Sistema Solar que cuenta con un océano global y con un ciclo hidrológico.

El agua está por todas las partes de la Tierra: en los océanos, los glaciares, los ríos, los lagos, el aire, el suelo y en los tejidos vivos. Todas estas «reservas» constituyen la hidrosfera terrestre, que contiene unos 1.360 millones de kilómetros cúbicos. La mayor parte de este contenido, alrededor de un 97 por ciento, se almacena en los océanos globales (Figura 16.2). Los casquetes glaciares y los glaciares representan algo más del 2 por ciento, lo cual deja algo menos del 1 por ciento que debe dividirse entre los lagos, las corrientes, las aguas subterráneas y la atmósfera.

> Todos los ríos desembocan en el mar;
> sin embargo, el mar no está lleno;
> hacia el lugar de donde vienen los ríos,
> hacia allá regresan de nuevo. (Eclesiastés 1:7)

Como indicaba el perceptivo escritor del Eclesiastés, el agua está en continuo movimiento entre las diferentes esferas terrestres, la *hidrosfera,* la *atmósfera*, la *geosfera* y la *biosfera.* Esta circulación interminable de agua, denominada **ciclo hidrológico**, describe lo que ocurre cuando el agua se evapora del océano, las plantas y el suelo, viaja a través de la atmósfera y finalmente cae en forma de precipitaciones (Figura 16.3). La precipitación que cae en el océano ha completado su ciclo y está dispuesta a empezar otro.

Cuando la precipitación cae sobre la tierra, empapa el terreno (**infiltración**) o bien fluye sobre la superficie

FIGURA 16.1. Corriente de agua del Lake George Wild Forest en Nueva York (Foto de Radius Images/Photolibrary).

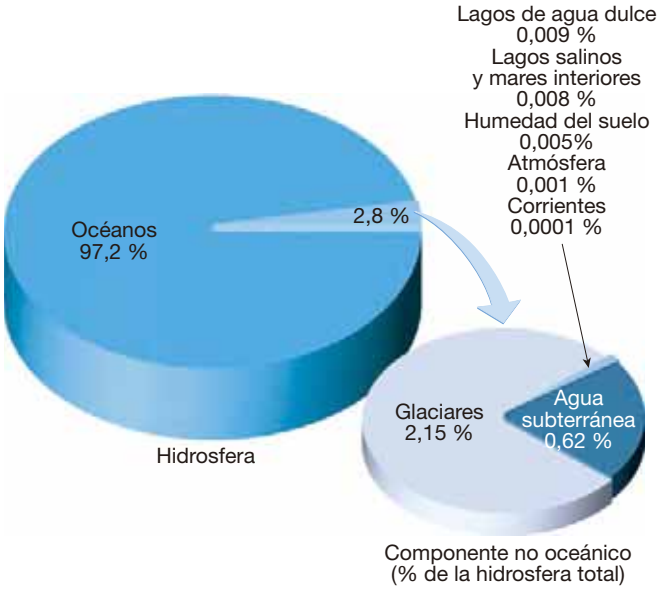


FIGURA 16.2. Distribución del agua de la Tierra.

en un proceso denominado **escorrentía** o bien se evapora inmediatamente. Gran parte del agua que se infiltra o se escurre acaba por encontrar la manera de volver a la atmósfera por medio de la evaporación desde el terreno, los lagos y las corrientes. Además, una parte del agua que se infiltra es absorbida por las plantas, que después la liberan a la atmósfera. Este proceso se denomina **transpiración** (*trans* = a través; *spiro* = respirar). Dado que, tanto la evaporación como la transpiración implican la transferencia directa de agua desde la superficie hasta la atmósfera, a menudo se considera un proceso combinado denominado **evapotranspiración**. La cantidad de agua que cae sobre el terreno en forma de precipitación es mayor que la que se pierde por evapotranspiración. El exceso de agua es transportada de nuevo al océano principalmente por los arroyos; menos de un 1 por ciento vuelve en forma de agua subterránea. Sin embargo, gran parte del agua que fluye en los ríos no llega directamente a los cauces tras caer en forma de precipitaciones. Por el contrario, un gran porcentaje se infiltra en el terreno para después fluir en forma de agua subterránea a los cauces de los ríos. De esta forma, el agua subterránea supone una forma de almacenamiento que sustenta el flujo de las corrientes entre precipitaciones y durante periodos de sequía.

Cuando la precipitación cae en áreas muy frías (a latitudes o elevaciones altas) el agua no puede infiltrarse,

A veces los alumnos preguntan...

¿La cantidad de vapor de agua que las plantas emiten a la atmósfera mediante la transpiración es significativa?

Usemos un ejemplo para poder juzgarlo por nosotros mismos. Cada año un campo de cultivo puede transpirar el equivalente a una capa de agua de 60 cm en todo el campo. La misma área de árboles puede bombear el doble de esa cantidad a la atmósfera.

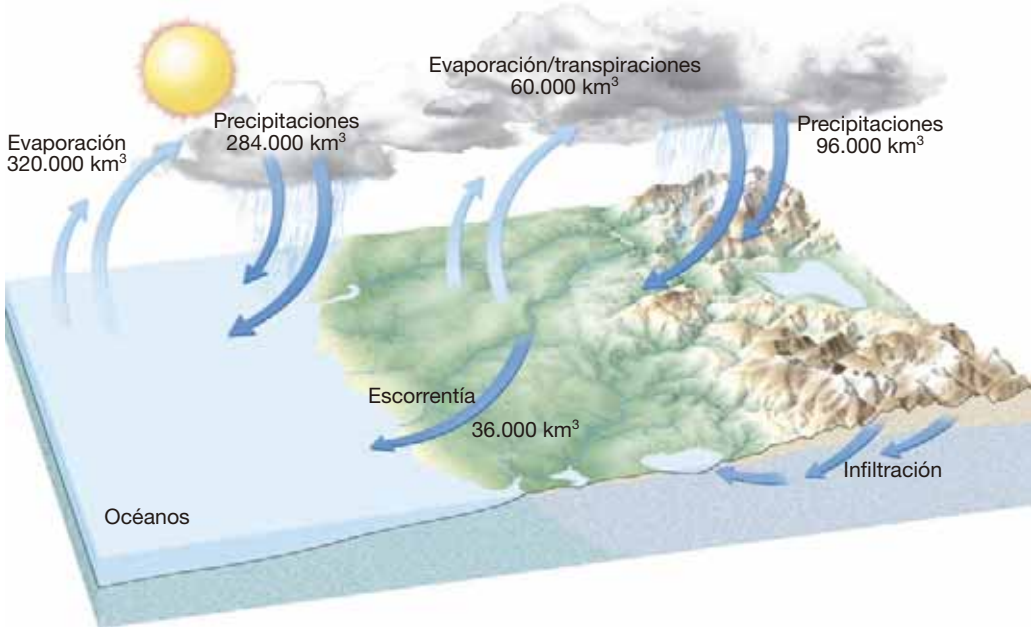


FIGURA 16.3. Equilibrio del agua en la Tierra. Cada año, la energía solar evapora alrededor de 320.000 km^3 de agua de los océanos, mientras que la evaporación de los continentes (incluidos lagos y corrientes) contribuye con 60.000 km^{3}de agua. De este total de 380.000 km^3 de agua, unos 284.000 km^3 caen de nuevo en el océano, y los 96.000 km^3 restantes caen en la superficie de los continentes. De estos 96.000 km^3, solo 60.000 se evaporan desde los continentes, dejando 36.000 km^3 de agua que erosionan el terreno durante su viaje de vuelta a los océanos.

escurrirse o evaporarse inmediatamente. En cambio, entra a formar parte de un campo de nieve o de un glaciar. De esta manera los glaciares almacenan grandes cantidades de agua sobre el terreno. Si los glaciares actuales se derritieran y liberasen el agua que tienen almacenada, el nivel del mar se elevaría varias decenas de metros en todo el mundo y sumergiría muchas áreas costeras densamente pobladas. Como veremos en el Capítulo 18, en los últimos dos millones de años, se han formado y derretido en varias ocasiones inmensos casquetes continentales, cambiando en cada ocasión el equilibrio del ciclo hidrológico.

En la Figura 16.3 se muestra también que el ciclo hidrológico de la Tierra está en equilibrio. Cada año, la energía solar hace que se evaporen unos 320.000 km^3 de agua de los océanos, pero solo 284.000 km^3 se devuelven a los océanos en forma de precipitaciones. El equilibrio se alcanza mediante los 36.000 km^3que se transportan al océano en forma de aguas de escorrentía. Aunque las aguas de escorrentía suponen solo un pequeño porcentaje del total, son, sin duda, *el agente más importante que esculpe la superficie de la Tierra.*

En resumen, el ciclo hidrológico representa la circulación continua del agua de los océanos a la atmósfera, de la atmósfera al terreno y, desde este, de vuelta al mar. El desgaste de la superficie terrestre se atribuye en gran medida a la última de estas etapas, a la que está dedicado fundamentalmente el resto de este capítulo.

LAS AGUAS DE ESCORRENTÍA

RUNNING WATER
▸ Stream Characteristics

Recordemos que la mayor parte de las precipitaciones que caen sobre los continentes penetra en el terreno (infiltración) o bien permanece en la superficie, desplazándose pendiente abajo como aguas de escorrentía. La cantidad de agua que se escurre de esta manera, en vez de infiltrarse, depende de muchos factores, entre ellos: (1) la intensidad y la duración de la precipitación; (2) el estado de humedad previo del terreno; (3) la textura del suelo; (4) la pendiente del terreno, y (5) la cantidad y naturaleza de la cubierta vegetal. Cuando la textura del terreno es muy impermeable o cuando el terreno se satura, el proceso que predomina es la escorrentía, la cual es también importante en las zonas urbanas, porque grandes áreas están cubiertas por edificios, carreteras y aparcamientos impermeables.

Al principio, las aguas de escorrentía fluyen por las pendientes en forma de láminas anchas y delgadas mediante un proceso denominado **flujo laminar**. Después de cierto tiempo, este flujo no confinado y delgado desarrolla unos hilos de corriente que forman diminutos cauces denominados **acanaladuras**, las cuales se unen para formar surcos, que a su vez forman arroyos, riachuelos o corrientes de agua. Una vez alcanzado un tamaño indefinido se denominan ríos. Aunque a menudo los términos *río* y *corriente de agua* son empleados indistintamente, los geólogos definen las **corrientes de agua** como el agua que fluye por un cauce, independientemente de su tamaño. Por otra parte, un **río** es un término general para las corrientes de agua que transportan cantidades significativas y que tienen varios afluentes.

En las regiones húmedas, el agua que alimenta el flujo de las corrientes de agua proviene de dos fuentes, el flujo terrestre que alimenta de forma esporádica la corriente y las aguas subterráneas que se filtran en el cauce a un ritmo lento pero constante. En zonas donde el lecho de roca está compuesto por rocas solubles como las calizas, pueden existir amplias aberturas que facilitan el transporte del agua subterránea hasta las corrientes de agua. En las regiones áridas, sin embargo, el *nivel freático* puede estar por debajo del nivel del cauce de la corriente, en cuyo caso, esta última cede agua al sistema de aguas subterráneas a través del lecho de la corriente.

Cuencas de drenaje

Todas las corrientes de agua drenan en una zona denominada **cuenca de drenaje** (Figura 16.4). Cada cuenca de drenaje se separa de otra por una línea imaginaria denominada **divisoria**, algo perfectamente visible como una cresta puntiaguda en algunas zonas montañosas, pero que puede ser bastante difícil de identificar en topografías más llanas. La salida, por donde la corriente de agua abandona la cuenca de drenaje, tiene una pendiente inferior a la del resto de la cuenca.

El tamaño de la divisoria oscila entre un montículo que separa dos pequeños arroyos en una colina hasta *divisorias continentales*, que dividen continentes enteros en enormes cuencas de drenaje. El río Mississippi tiene la mayor cuenca de drenaje de toda Norteamérica: recoge y transporta el 40 por ciento del flujo de Estados Unidos (Figura 16.5).

Del examen de la cuenca de drenaje de la Figura 16.4, se observa que las laderas cubren la mayor parte de la zona. La erosión del agua sobre las laderas es reforzada por el impacto de las precipitaciones que caen y de los flujos de superficie, que se desplazan pendiente abajo en forma de láminas o en acanaladuras hacia el cauce de la corriente de agua. La erosión de las laderas es la fuente principal de las partículas finas (arcillas y arena fina) que se depositan en los cauces de las corrientes.

FIGURA 16.4. Una cuenca de drenaje es la zona de tierra drenada por una corriente y sus afluentes.

Sistemas fluviales

Los ríos drenan la mayor parte de las áreas terrestres, excepto en las regiones extremadamente áridas o las zonas polares que están siempre congeladas. En cierto modo la variedad de ríos que existe es un reflejo de los diferentes ambientes donde se encuentran. Por ejemplo, el río de La Plata de Uruguay drena una zona de casi el mismo tamaño que el Nilo en Egipto, pero La Plata transporta casi diez veces más agua al océano. Como su cuenca de drenaje está en un clima tropical, el río de La Plata tiene una gran escorrentía. En cambio el Nilo, que también se origina en una región húmeda, fluye a través de un paisaje cada vez más árido donde se evaporan grandes cantidades de agua o se sustraen del cauce para mantener los cultivos agrícolas. Así, las diferencias climáticas y la intervención humana pueden influir

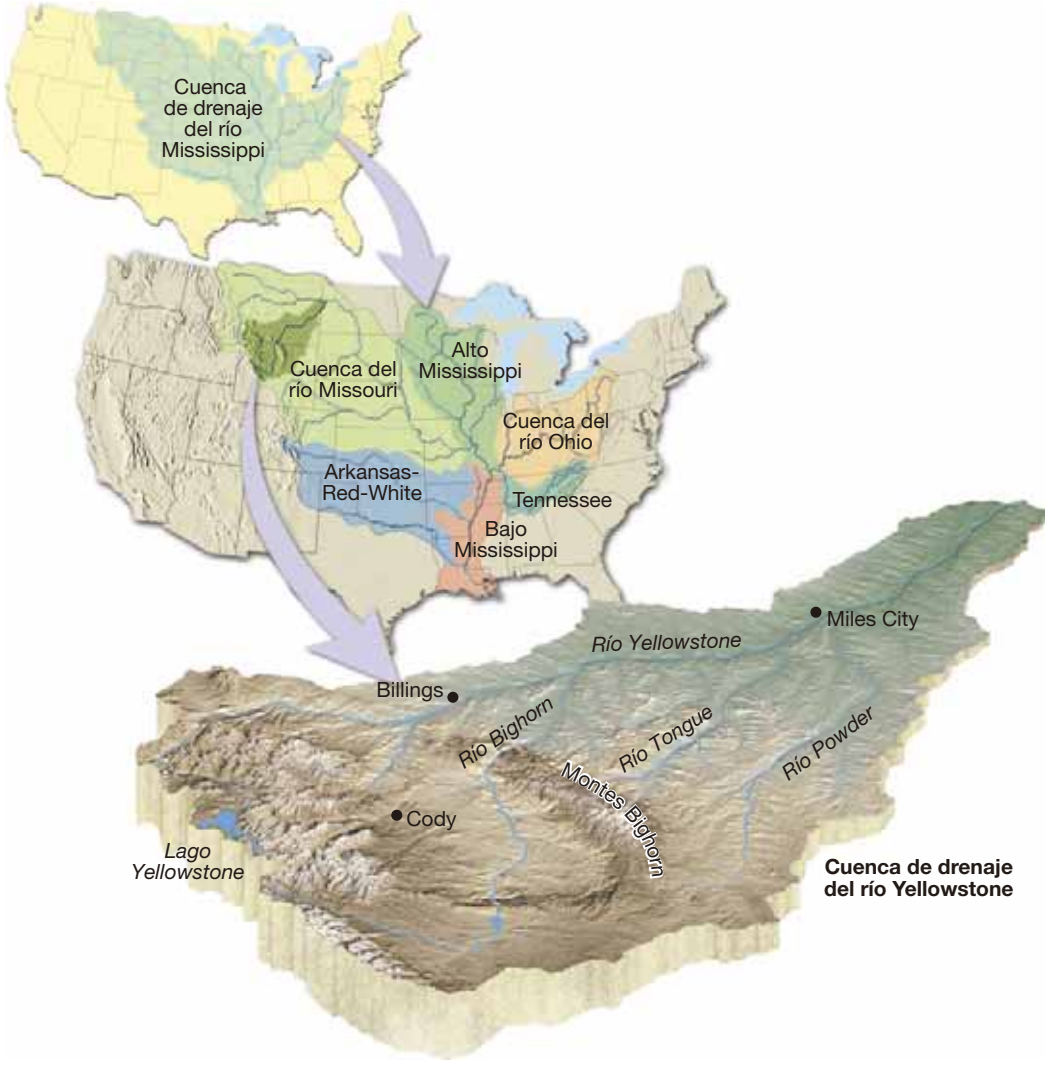


FIGURA 16.5. Las cuencas de drenaje y las divisorias existen para todas las corrientes, con independencia de su tamaño. La cuenca de drenaje del río Yellowstone es una de tantas que suministra agua al río Missouri, que a su vez, es una de las que componen la cuenca de drenaje del río Mississippi. La cuenta de drenaje del río Mississippi, el río más grande de Norteamérica, cubre unos 3 millones de kilómetros cuadrados.

significativamente en el carácter de un río. Más adelante examinaremos otros factores que contribuyen a la variabilidad de las corrientes de agua.

Los sistemas fluviales no solo consisten en una red de cauces de corrientes de agua, sino en toda la cuenca de drenaje. Según los procesos dominantes que operan dentro de los sistemas fluviales, estos pueden dividirse en tres zonas diferentes: la de *producción de sedimentos* (donde predomina la erosión), la de *transporte de sedimentos* y la de *depósito de sedimentos* (Figura 16.6). Es importante reconocer que se erosionan, transportan y sedimentan a lo largo de toda la corriente de agua, con independencia del proceso que predomine en cada zona.

La zona de *producción de sedimentos*, de donde proviene la mayor parte del agua y del sedimento, se localiza en la zona de la cabecera del sistema. Gran parte del sedimento que transportan las corrientes de agua es originalmente el lecho de roca que se va fracturando por meteorización y luego es transportado pendiente abajo por los procesos gravitacionales y el flujo superficial. La erosión de las riberas también puede aportar una cantidad significativa de sedimentos. Además, la acción erosiva del agua profundiza más el cauce y contribuye a la carga de sedimentos de la corriente.

El sedimento adquirido por una corriente de agua es transportado luego a través de la red de cauces a lo largo de las denominadas «*corrientes principales*». Cuando éstas se equilibran, la cantidad de sedimentos que se erosionan de sus riberas iguala a la cantidad que es depositada en cualquier otro punto del cauce. Aunque, con el tiempo, las corrientes principales reorganizan sus cauces, no constituyen una fuente de sedimentos ni los acumulan ni los almacenan.

Cuando un río llega al océano o a cualquier otra gran masa de agua, se ralentiza y la energía con la que transporta los sedimentos se ve muy reducida. La mayoría de los sedimentos o bien se acumula en la desembocadura del río para formar un delta, o bien se reconfiguran por la acción de las olas para formar una variedad de accidentes costeros, o bien son transportadas lejos de la costa por las corrientes oceánicas. Dado que los sedimentos más gruesos tienden a depositarse corriente arriba, son principalmente los sedimentos finos (arcilla, limo y arena fina) los que acaban llegando al océano. En conjunto, la erosión, el transporte y el depósito son los procesos mediante los cuales los ríos mueven los materiales de la superficie terrestre y esculpen los paisajes (Figura 16.6).

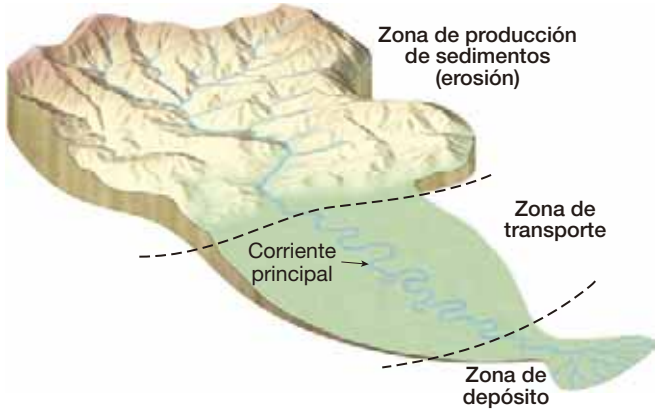


FIGURA 16.6. Un sistema fluvial puede dividirse en tres zonas en función de los procesos predominantes que operan en cada una. Estas son las zonas de producción de sedimentos (erosión), de transporte de sedimentos y de depósito de sedimentos (Adaptado de Schumm).

FLUJO DE CORRIENTE

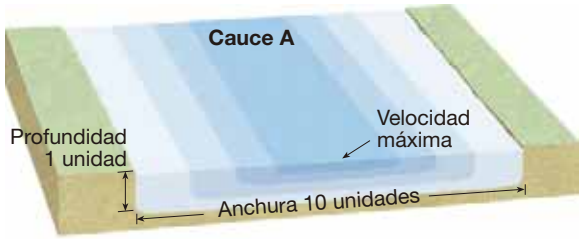
RUNNING WATER
▸ Stream Characteristics

En los cauces de los ríos, el agua viaja pendiente abajo por la influencia de la gravedad. En corrientes de agua con flujos muy lentos, el agua se desplaza siguiendo trayectorias rectas paralelas al cauce, lo que se denominada **flujo laminar**. Sin embargo, las corrientes de agua casi siempre exhiben un **flujo turbulento,** en el que el agua se mueve de una manera confusa y errática, a menudo caracterizada por la presencia de remolinos turbulentos horizontales y verticales. En los vórtices y los remolinos, así como en los rápidos de aguas bravas, es donde se observa un comportamiento más turbulento. Aun aquellas corrientes que parecen tranquilas en la superficie, exhiben a menudo corrientes turbulentas en el fondo y en los lados del cauce, donde la resistencia al flujo es mayor. La turbulencia contribuye a la capacidad de la corriente para erosionar su cauce porque arranca el sedimento del lecho del cauce.

Velocidad de la corriente

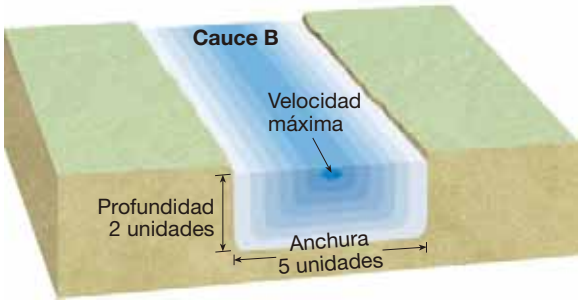
La velocidad de una corriente puede variar significativamente de un lugar a otro a lo largo del cauce, así como con el tiempo, en respuesta a las variaciones en la cantidad y la intensidad de las precipitaciones. Cuando uno se adentra en una corriente se observa que la velocidad aumenta a medida que se alcanza el centro del cauce. Esto es consecuencia de la resistencia friccional, que es mayor cerca del lecho y las riberas de los cauces de las corrientes.

Los científicos determinan las velocidades en estaciones de aforo, tomando determinaciones en varios puntos a través del cauce del río y luego calculando la media (Figura 16.7C, D). Algunas corrientes perezosas fluyen a una velocidad inferior a 1 km por hora, mientras que en algunos rápidos pueden superar los 30 km por hora.



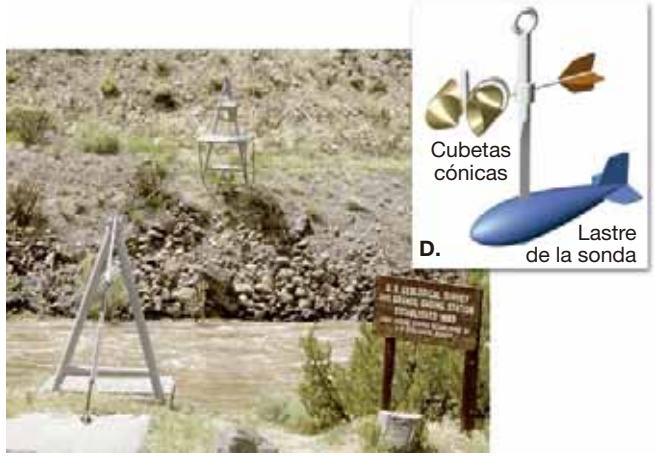
Zona de corte transversal = 10 unidades cuadradas
Perímetro = 12 unidades
Proporción = $\frac{10}{12}$ = 0,83

A. Cauce ancho y somero



Zona de corte transversal = 10 unidades cuadradas
Perímetro = 9 unidades
Proporción = $\frac{10}{9}$ = 1,11

B. Cauce estrecho y profundo



C. Estación de aforo

FIGURA 16.7. Influencia de la forma del cauce en la velocidad. **A.** La corriente A tiene un cauce ancho y poco profundo y un gran perímetro. **B.** El área de corte transversal del cauce B es parecida al de la corriente A, pero hay menos agua en contacto con el cauce y por tanto menos arrastre por fricción. Así, el agua fluirá más rápidamente en el cauce B, aunque todos los demás factores sean iguales. **C.** La U.S. Geological Survey recoge registros continuos de la altura y el caudal en más de 7.000 estaciones de aforo en los Estados Unidos. Las velocidades medias se determinan usando mediciones en varios puntos a través de la corriente. Esta estación está en el sur del río Grande en Taos, Nuevo México (Foto de E. J. Tarbuck). **D.** Medidor real usado para medir la velocidad de las corrientes en una estación hidrométrica.

La capacidad de una corriente para erosionar y transportar material está directamente relacionada con su velocidad. Variaciones, incluso ligeras, de velocidad pueden inducir cambios significativos en la carga de sedimento que el agua puede transportar. Varios factores determinan la velocidad de una corriente y, por consiguiente, controlan la cantidad de trabajo erosivo que una corriente puede llevar a cabo. Entre esos factores se cuentan: (1) el gradiente; (2) la forma, el tamaño y la irregularidad del cauce y (3) el caudal.

Gradiente y características del cauce

La pendiente del cauce de una corriente, expresada normalmente como la caída vertical de una corriente a lo largo de una distancia dada se denomina **gradiente**. Zonas bajas del río Mississippi, por ejemplo, tienen gradientes de 10 cm por kilómetro y menores. Solo a modo de comparación, algunos cauces de corrientes de montaña empinados disminuyen su pendiente a un ritmo de más de 40 m por kilómetro, es decir, con un desnivel 400 veces más abrupto que el del bajo Mississippi (Figura 16.8). También el gradiente varía a lo largo de cualquier cauce. Cuanto mayor sea el gradiente, mayor será la energía disponible para el flujo de la corriente.

A medida que viaja pendiente abajo por el cauce de una corriente, el agua encuentra una cantidad significativa de resistencia friccional. La *forma transversal* (un corte hecho de un lado a otro del cauce) de un cauce determina la cantidad de agua que estará en contacto con las riberas y el lecho del cauce. Esta medición se denomina **perímetro del cauce**. El cauce más eficaz es aquel cuya área transversal tiene el menor perímetro mojado. En la Figura 16.7 se comparan dos formas de cauce: el cauce A es ancho y somero; el B es estrecho y profundo. Aunque el área transversal de los dos es idéntica, el B tiene menos agua en contacto con el cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Como consecuencia, si todos los demás factores son iguales, el agua fluirá con mayor rapidez y con más eficacia en el cauce B que en el A (*véase* Figura 16.7).

La profundidad del agua también afecta a la resistencia friccional que el cauce ejerce sobre el flujo. La velocidad máxima del flujo se alcanza cuando una corriente *llena el cauce* antes de que el agua comience a inundar la llanura de inundación. En esta etapa, la proporción entre la zona trasversal del cauce y el perímetro mojado es la más elevada y el flujo de la corriente es el más eficaz. Del mismo modo, un aumento del tamaño del cauce reduce el radio del perímetro con respecto al área transversal y, por consiguiente, aumenta la eficacia del flujo. Si se mantiene igual el resto de los factores, las velocidades del flujo son mayores en los cauces más grandes que en los pequeños.

FIGURA 16.8. Los rápidos son comunes en las corrientes de montaña porque los cauces son rugosos e irregulares (Foto de Fogstock Llc/Photolibrary).

La mayoría de las corrientes tienen cauces que pueden describirse como *desiguales*. Elementos como los bloques, las irregularidades en el lecho del cauce y los restos de madera causan turbulencias que dificultan significativamente el flujo.

Caudal

Las corrientes de agua tienen tamaños variables, desde pequeños riachuelos de cabecera, a grandes ríos con varios kilómetros de anchura. El tamaño del cauce de una corriente viene determinado principalmente por la cantidad de agua que le suministra la cuenca de drenaje. La medida que se usa más a menudo para comparar el tamaño de las corrientes es el **caudal**, la cantidad de agua que atraviesa un determinado punto en una unidad de tiempo concreta. Suele medirse en metros cúbicos por segundo. El caudal se determina multiplicando el área transversal de una corriente por su velocidad.

En la Tabla 16.1 se enumeran los ríos más grandes del mundo en términos de caudal. El mayor de Norteamérica, el Mississippi, tiene un caudal medio de 17.300 m^3 por segundo. Aunque esto es una enorme cantidad de agua, queda no obstante empequeñecida por el extraordinario Amazonas, el río más grande del mundo. De hecho, se ha calculado que la fluencia del Amazonas constituye alrededor del 15 por ciento del total de agua dulce que descargan en el océano todos los ríos del mundo. ¡Su caudal de tan solo un día abastecería las necesidades de agua de la ciudad de Nueva York durante 9 años!

El caudal de un sistema fluvial cambia con el tiempo debido a las variaciones en la cantidad de precipitaciones recibida por la cuenca de drenaje. Los estudios demuestran que, cuando aumenta el caudal, la anchura, la profundidad y la velocidad del cauce aumentan, como cabía prever. De hecho, las determinaciones demuestran que cuando aumenta la cantidad de agua de una corriente, la anchura, profundidad y velocidad aumentan de una manera ordenada. Como vimos antes, cuando el tamaño del cauce aumenta, hay una cantidad proporcionalmente menor de agua en contacto con el lecho y las riberas del cauce. Esto significa que se reduce la fricción, que actúa retrasando el flujo. Cuanto menor sea la fricción, con mayor rapidez fluirá el agua.

Cambios corriente abajo

Una forma útil de estudiar una corriente de agua es examinar su **perfil longitudinal**. Dicho perfil es simplemente un corte transversal de una corriente desde su área de origen denominada **cabecera** hasta su **desembocadura,** el punto, aguas abajo, donde el río se vacía en otro cuerpo acuoso, ya sea un río, un lago o el océano. Examinando la Figura 16.9, se puede ver que la

Tabla 16.1. Los ríos más grandes del mundo clasificados por caudal.

Calificación	Río	País	Cuenca m^2	Caudal medio m por segundo
1	Amazonas	Brasil	5.778.000	212.400
2	Congo	R. D. del Congo	4.014.500	39.650
3	Yangtze	China	1.942.500	21.800
4	Brahmaputra	Bangla Desh	935.000	19.800
5	Ganges	India	1.059.300	18.700
6	Yenisei	Rusia	2.590.000	17.400
7	Mississippi	Estados Unidos	3.222.000	17.300
8	Orinoco	Venezuela	880.600	17.000
9	Lena	Rusia	2.424.000	15.500
10	Paraná	Argentina	2.305.000	14.900

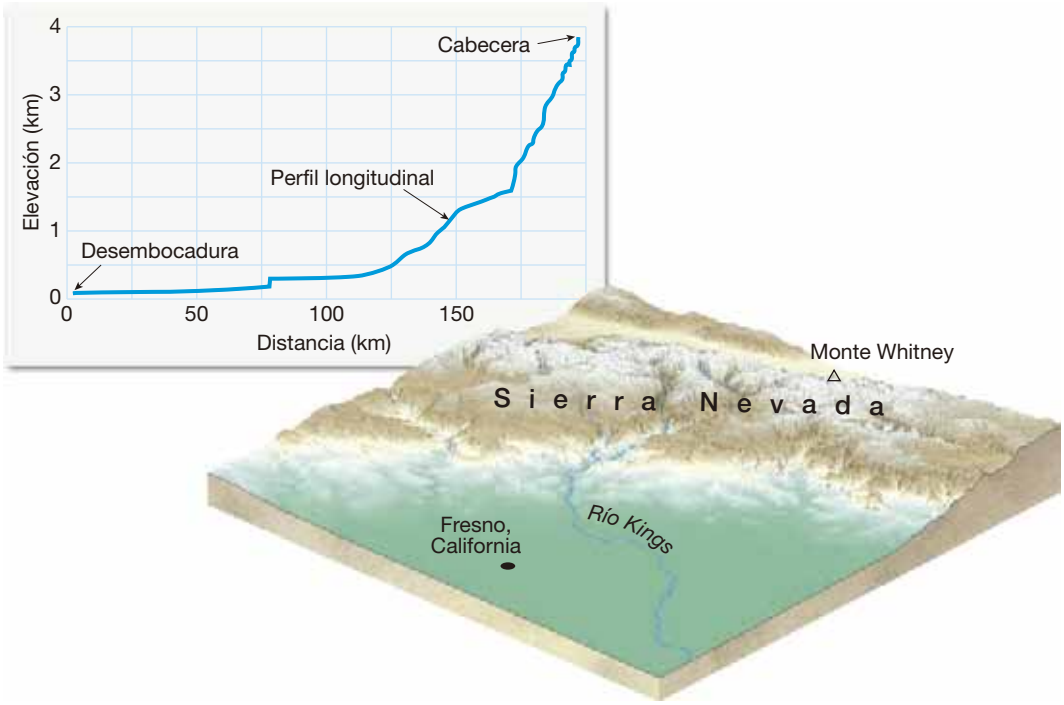


FIGURA 16.9. Perfil longitudinal del río Kings en California. Se origina en la Sierra Nevada y fluye hacia el este adentrándose en el valle de San Joaquín. El perfil longitudinal es un corte trasversal a lo largo de la longitud de una corriente fluvial. Obsérvese la curva cóncava del perfil, con un gradiente mayor corriente arriba y un gradiente más suave corriente abajo.

característica más obvia de un perfil longitudinal típico es su forma cóncava, resultado de la reducción de la pendiente entre la cabecera y la desembocadura. Además, existen irregularidades locales en los perfiles de la mayoría de las corrientes, las zonas más planas pueden asociarse con lagos, y las secciones empinadas son zonas de rápidos o caídas de agua.

La disminución de pendiente observada en la mayoría de los perfiles de corrientes suele ir acompañada de un aumento del caudal y del tamaño del cauce, y de una reducción del tamaño de las partículas de sedimentos (Figura 16.10). Por ejemplo, los datos recogidos en estaciones de aforo sucesivas a lo largo de la mayoría de los ríos, demuestran que, en regiones húmedas, el caudal aumenta hacia la desembocadura. Esto no debería pillarnos por sorpresa, porque, a medida que descendemos corriente abajo, cada vez más afluentes aportan agua al cauce principal. En el caso del Amazonas, por ejemplo, unos 1.000 afluentes se unen al río principal a lo largo de su curso, de 6.500 km, a través de Sudamérica.

Para acomodar el creciente volumen de agua, el tamaño del cauce suele también aumentar corriente abajo. Recordemos que la velocidad del flujo es mayor en los cauces grandes que en los pequeños. Además, las observaciones demuestran que, corriente abajo, el tamaño de los sedimentos disminuye, lo que hace un caudal más fluido y eficaz.

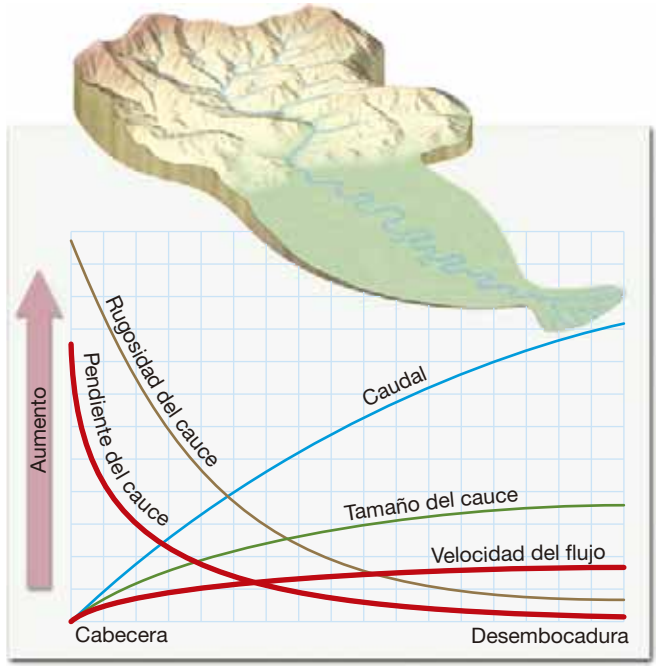


FIGURA 16.10. Gráfico que muestra cómo varían las propiedades del cauce de una corriente desde su cabecera hasta su desembocadura. El gradiente decrece hacia la desembocadura, pero el aumento del tamaño del cauce y del caudal, y la disminución de la rugosidad compensan con creces la disminución de la pendiente. Por consiguiente, la velocidad del flujo de la corriente normalmente aumenta en la desembocadura.

A veces los alumnos preguntan...

El parte meteorológico de la zona donde vivo suele incluir información sobre la altura del río que atraviesa la región. ¿Qué es exactamente la «altura»?

Es una de las mediciones básicas realizadas en cada una de las más de 7.000 estaciones de aforo de los Estados Unidos. Es simplemente la altura del agua superficial en relación con un punto de referencia fijado arbitrariamente. La medición suele realizarse en una estación de aforo. Esta estructura está formada por un pozo excavado a lo largo de la orilla del río con un armazón a su alrededor que protege el equipo que se encuentra en su interior. El agua entra o sale a través de una o más tuberías que permiten que el agua del pozo ascienda o descienda al mismo nivel que el río. El equipo de registro de la estación de aforo registra el nivel del agua del pozo (la altura del río). Luego se puede acceder a los datos registrados por vía telefónica o éstos pueden ser transmitidos por satélite. Los datos se utilizan para publicar advertencias de inundación.

La pendiente del cauce disminuye hacia la desembocadura de la corriente de agua, pero la velocidad del flujo suele aumentar, lo que se contradice con nuestras suposiciones intuitivas de corrientes de agua estrechas y rápidas en la cabecera y de ríos plácidos y anchos que fluyen a través de una topografía suave. El aumento del tamaño del cauce y del caudal, y la disminución de las desigualdades del cauce que suceden corriente abajo, compensan el descenso de la pendiente y aumentan así la eficacia de la corriente de agua (*véase* Figura 16.10). Por tanto, la velocidad media del flujo es normalmente menor en los arroyos de cabecera que en los plácidos y anchos ríos que «se dejan llevar».

LA ACCIÓN DE LAS CORRIENTES DE AGUA

Las corrientes de agua son los agentes erosivos más importantes de la Tierra. No solo tienen capacidad para horadar y ampliar sus cauces, sino que también tienen capacidad para transportar cantidades enormes de sedimentos que reciben de los flujos superficiales, los procesos gravitacionales y el agua subterránea. Al final, gran parte de este material se deposita para formar una gran variedad de paisajes.

Erosión de las corrientes

La acción de las gotas de lluvia sobre el sedimento, que va liberando partículas, contribuye a la capacidad de una corriente fluvial para acumular y transportar suelo y roca meteorizada (*véase* Figura 6.23, pág. 224). Cuando el terreno se satura, el agua de lluvia no puede infiltrarse por lo que fluye pendiente abajo transportando algo del material que desprende. A menudo, en las pendientes baldías el flujo de agua fangosa (escorrentía laminar) abre pequeños canales (acanaladuras), que con el tiempo pueden transformarse en surcos mayores (*véase* Figura 6.24, pág. 224).

Una vez confinado el flujo a un cauce, el poder erosivo de una corriente está relacionado con su pendiente y su caudal. El grado de erosión, sin embargo, también depende de la resistencia relativa de los materiales de los márgenes y del lecho. En general, los cauces compuestos por materiales no consolidados se erosionan con más facilidad que los excavados en la roca.

Cuando un cauce es arenoso, las partículas se desprenden con facilidad del lecho y de los márgenes, y se quedan suspendidas en el agua en movimiento. Además, los márgenes formados por material arenoso están a menudo socavados, lo que hace que caiga al agua una cantidad aun mayor de derrubios sueltos para ser arrastrados corriente abajo. Cuando están compuestos de grava gruesa o arcilla compactada y partículas de limo tienden a ser en parte más resistentes a la erosión. Por tanto, los cauces con riberas de limo compactado son por lo general más estrechos que los cauces comparables, pero con márgenes arenosos.

Las corrientes fluviales horadan los cauces en los lechos de roca mediantes tres procesos principales: *arranque*, *abrasión* y *corrosión*. El **arranque** supone el desprendimiento de bloques del lecho del cauce. Este proceso se refuerza con la fracturación y la meteorización que afloja los bloques lo suficiente como para que puedan moverse cuando hay velocidades elevadas de flujo. El arranque es resultado, principalmente, de las fuerzas de impacto que ejerce el agua en movimiento.

La abrasión es el proceso mediante el cual el lecho y los márgenes de un cauce de lecho rocoso están constantemente siendo bombardeados por las partículas arrastradas por el flujo. Además, cada grano de sedimento también experimenta abrasión por los muchos impactos con el cauce y de unos con otros. Por tanto, mediante el raspado, frotado y el golpeado, la abrasión erosiona el cauce del lecho rocoso a la vez que suaviza y redondea las partículas abrasivas, que es la causa de que se puedan encontrar granos y cantos rodados en las corrientes de agua. La abrasión también es responsable de la reducción del tamaño de los sedimentos transportados por las corrientes de agua.

Rasgos geológicos comunes en los lechos de algunos ríos son depresiones redondeadas conocidas como **marmitas de gigante**, que se crean por la acción abrasiva de los granos que giran en torbellinos de rápido movimiento (Figura 16.11). El movimiento rotacional de la arena y los cantos rodados actúa como un taladro que horada los agujeros. Conforme los granos se van desgastando hasta desaparecer, se ven sustituidos por otros

FIGURA 16.11. Marmitas de gigante en el lecho de una corriente de agua. El movimiento rotacional de los cantos que giran actúa como una perforadora que crea las marmitas de gigante (Foto de Elmari Joubert/Alamy).

nuevos que continúan el taladro del lecho de la corriente. Finalmente pueden producirse depresiones suaves de varios metros de diámetro y exactamente igual de profundas.

Los cauces de lechos rocosos formados por roca soluble como la caliza son sensibles a la **corrosión**, un proceso mediante el cual la roca se disuelve gradualmente por la acción del flujo de agua. La corrosión es un tipo de meteorización química entre las disoluciones en el agua y la materia mineral que constituye el lecho de roca.

Transporte del sedimento por las corrientes

Todas las corrientes, al margen de su tamaño, transportan algo de material rocoso (Figura 16.12). Las corrientes también clasifican el sedimento porque el material

FIGURA 16.12. Las corrientes de agua transportan su carga de sedimentos de tres formas. Las cargas disueltas y en suspensión son transportadas en el flujo general. La carga del fondo consiste en arena gruesa, gravilla y bloques que viajan rodando, deslizándose y por saltación.

más ligero y más fino se transporta más fácilmente que los granos mayores y más pesados. Las corrientes transportan su carga de sedimentos de tres maneras: (1) en disolución (**carga disuelta**); (2) en suspensión (**carga suspendida**), y (3) a lo largo del fondo del cauce (**carga de fondo**). Veamos ahora cada una de ellas.

Carga disuelta

La mayor porción de la carga disuelta transportada por la mayoría de las corrientes es suministrada por el agua subterránea y dispersada por todo el flujo. Cuando el agua atraviesa el terreno, lo primero que adquiere son los componentes solubles del suelo. A medida que profundiza más a través de grietas y poros del lecho de roca subyacente, puede disolver más materia mineral. Por último, gran parte de esta agua, rica en minerales, llega a las corrientes fluviales.

La velocidad del flujo de la corriente no tiene, en esencia, efecto alguno sobre la capacidad de la corriente para transportar su carga disuelta, el material en disolución viaja a donde quiera que vaya la corriente. Se produce precipitación solo cuando cambia la composición química del agua, o cuando penetra en un «mar» interior, situado en un clima árido donde la velocidad de evaporación es elevada.

Carga suspendida

La mayoría de las corrientes transporta la mayor parte de su carga en *suspensión.* De hecho, la nube visible de sedimento suspendido en el agua es la porción más obvia de la carga de una corriente (Figura 16.13). Normalmente solo los granos del tamaño arena, limo y arcilla pueden ser transportados de esta manera, pero durante la época de las inundaciones se transportan también partículas mayores. También durante esta época, la cantidad total de material transportado en

FIGURA 16.13. Río Colorado, en el Parque nacional del Gran Cañón. Su aspecto embarrado se debe al sedimento en suspensión (Foto de Michael Collier).

suspensión aumenta de manera notable, como pueden verificarlo las personas cuyos hogares se han convertido en los centros de sedimentación de este material. Durante la época de inundaciones, se dice que el río Huanghe (río Amarillo) de China transporta una cantidad de sedimento igual en peso al agua que lleva. Ríos como este se describen apropiadamente como «demasiado densos para beber pero demasiado claros para cultivar».

El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada clasto de sedimento. La **velocidad de sedimentación** se define como la velocidad a la cual cae una partícula a través de un fluido inmóvil. Cuanto mayor sea la partícula, más deprisa se dirige al lecho de la corriente. Además del tamaño, la forma y el peso específico de los granos influyen también en la velocidad de sedimentación. Los granos planos se hunden en el agua más despacio que los esféricos, y las partículas densas caen hacia el fondo más deprisa que las partículas menos densas. Cuanto más lenta sea la velocidad de sedimentación y más fuerte la turbulencia, más tiempo permanecerá en suspensión una partícula de sedimento y más lejos será transportada corriente abajo por el flujo del agua.

Carga de fondo

Los materiales más gruesos, entre ellos arenas gruesas, grava, e incluso cantos rodados se mueven normalmente a lo largo del fondo de la corriente y constituyen la *carga de fondo* (Figura 16.14). Las partículas que constituyen la carga de fondo se mueven a lo largo del mismo mediante rodamiento, deslizamiento y saltación. El sedimento que se mueve por **saltación** (*saltare* = saltar) parece saltar o brincar a lo largo del lecho de la corriente (*véase* Figure 16.12). Esto ocurre cuando los clastos son propulsados hacia arriba por las colisiones o levantados por la corriente y luego transportados corriente abajo una corta distancia hasta que la gravedad los empuja de nuevo hacia el lecho de la corriente. Las partículas que son demasiado grandes o densas para moverse por saltación o bien ruedan o se deslizan a lo largo del fondo, según sus formas.

FIGURA 16.14. La carga de fondo de muchos ríos está constituida por arena, pero en este arroyo está compuesta por bloques y es fácilmente visible durante los periodos de bajo caudal. Durante las inundaciones, las rocas aparentemente inmóviles de este cauce ruedan a lo largo del lecho de la corriente. El tamaño máximo de partícula que puede mover un cauce viene determinado por la velocidad del agua (Foto de E.J. Tarbuck).

A diferencia de la carga suspendida, el movimiento de la carga de fondo por una red de corrientes de agua tiende a ser menos rápido y estar más localizado. Un estudio realizado en un río alimentado por glaciares en Noruega determinó que los sedimentos en suspensión solo tardaron un día en abandonar la cuenca de drenaje, mientras que la carga de fondo necesitó varias décadas para recorrer la misma distancia. En función del caudal y la pendiente del cauce, la grava puede moverse cuando el flujo es elevado, mientras que los bloques solo lo hacen durante inundaciones excepcionales. A lo largo de algunas partes de la corriente, la carga de fondo no puede transportarse hasta que no se rompe en partículas más pequeñas.

Capacidad y competencia

La habilidad de una corriente para transportar partículas sólidas suele describirse utilizando dos criterios, *capacidad* y *competencia*. La carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar se denomina su **capacidad**. Cuanto mayor es la cantidad de agua que fluye en una corriente, mayor es su capacidad para arrastrar el sedimento. Como resultado, los ríos grandes con elevadas velocidades de flujo tienen una gran capacidad.

La **competencia** es la medida de la habilidad de una corriente para transportar partículas basándose en su tamaño más que en su cantidad. La clave es la velocidad del flujo; las corrientes rápidas tienen mayores competencias que las lentas, al margen del tamaño de su cauce. La competencia de una corriente aumenta de forma proporcional al cuadrado de su velocidad. Por tanto, si la velocidad de una corriente se duplica, la fuerza del impacto del agua aumenta cuatro veces. Si la velocidad se triplica, la fuerza aumenta nueve veces, y así sucesivamente. Por consiguiente, los grandes bloques visibles a menudo durante una etapa de nivel de agua bajo y que parecen inmóviles pueden, de hecho, ser transportados durante las etapas de inundación, debido al aumento de la competencia de la corriente (Figura 16.14).

Hasta este punto, debería estar claro por qué hay más erosión y más transporte de sedimentos durante periodos de inundaciones. El aumento del caudal se traduce en una mayor capacidad; el aumento de la velocidad produce una mayor competencia. Con el aumento de la velocidad, el agua se vuelve más turbulenta, y se ponen en movimiento partículas cada vez más grandes. En el curso de tan solo unos pocos días, o quizá solo unas pocas horas, en una etapa de inundación, una corriente puede erosionar y transportar más sedimento que durante meses de flujo normal.

Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales

Siempre que la velocidad de una corriente disminuye, su competencia se reduce. A medida que disminuye la velocidad, los granos de sedimento comienzan a depositarse, las partículas mayores primero. Por tanto, el transporte de la corriente proporciona un mecanismo por medio del cual se separan los clastos sólidos de diversos tamaños. Este proceso, denominado **selección**, explica por qué los granos de tamaño similar se depositan juntos.

El término general utilizado para definir los sedimentos depositados por una corriente fluvial es **aluvión**. Muchos accidentes geográficos deposicionales diferentes están compuestos por aluvión. Algunos de esos accidentes pueden encontrarse dentro de los cauces de los ríos, algunos aparecen en el fondo de los valles adyacentes a los cauces y otros en la desembocadura de la corriente. Consideraremos la naturaleza de estos elementos más adelante en este capítulo.

CAUCES DE LOS RÍOS

Una característica básica que distingue un flujo de corriente de un flujo superficial es que está confinado a un cauce. El cauce de un río puede entenderse como un conducto abierto formado por el lecho del río y los márgenes que confinan el flujo excepto, como es obvio, en las inundaciones.

Aunque algo simplificado, pueden considerarse dos tipos principales de cauces de ríos. *Los lechos rocosos* son aquellos en los que la corriente de agua horada de forma activa la roca sólida. Por el contrario, cuando el lecho y las riberas están compuestos, sobre todo, por sedimentos no consolidados o aluvión, el cauce se denomina *cauce aluvial*.

Lechos rocosos

Como su nombre sugiere, los **lechos rocosos** están excavados en los estratos subyacentes y normalmente se forman en las cabeceras de los sistemas fluviales, donde las corrientes de agua tienen pendientes empinadas. El enérgico flujo tiende a transportar gruesas partículas que someten a abrasión activa el lecho rocoso. Las marmitas gigantes son, a menudo, pruebas visibles del trabajo de las fuerzas erosivas.

Los cauces de grandes pendientes y en lechos rocosos desarrollan con frecuencia una secuencia de *escalones* y *pozas*, fragmentos relativamente llanos (pozas) donde el aluvión tiende a acumularse, y segmentos empinados (escalones) donde el lecho de roca queda expuesto.

Las zonas empinadas contienen rápidos o, a veces, caídas de agua.

El trazado del cauce que exhiben los ríos excavados en lecho de roca está controlado por la estructura geológica subyacente. Aun cuando fluyan sobre un lecho de roca más o menos uniforme, las corrientes de agua tienden a exhibir trazados sinuosos o irregulares. Cualquier persona que haya hecho rafting en aguas bravas ha podido observar la naturaleza sinuosa y empinada de un río que fluye sobre un lecho rocoso.

Cauces aluviales

Los **cauces aluviales** se forman en el sedimento que se depositó previamente en el valle. Cuando el suelo del valle alcanza una anchura suficiente, el material depositado por el río puede formar una *llanura de inundación* que bordea el cauce. Dado que las riberas y lechos de los cauces aluviales están compuestos por sedimentos no consolidados (aluvión) pueden experimentar importantes cambios en su forma a medida que el material es continuamente erosionado, trasportado, y redepositado. Los factores principales que afectan a las formas de estos cauces son el tamaño medio del sedimento que está siendo transportado, el gradiente del cauce y el caudal.

Los trazados de los cauces aluviales reflejan la capacidad de la corriente para transportar su carga a una velocidad uniforme gastando la menor cantidad de energía. Por tanto, el tamaño y el tipo de sedimento que se transporta ayuda a determinar la naturaleza del cauce de río. Dos tipos comunes de cauces aluviales son los *cauces meandriformes* y los *cauces anastomosados.*

Cauces meandriformes

Los ríos que transportan mucha de su carga en suspensión se mueven por lo general siguiendo curvas sinuosas denominadas **meandros** (Figura 16.15). Estas corrientes fluyen por cauces relativamente suaves y profundos, y transportan sobre todo barro (limo y arcilla), arena y a veces gravilla fina. El bajo río Mississippi exhibe este tipo de cauce.

Los cauces meandriformes evolucionan con el tiempo a medida que los recodos individuales migran por la llanura de inundación. Se produce la erosión mayor en el lado externo del meandro, donde la velocidad y la turbulencia son mayores. Casi siempre, el margen externo es socavado, especialmente durante los periodos de crecida. Conforme el margen empieza a adquirir una inclinación excesiva, se cae, por deslizamiento, en el cauce. Dado que el lado externo de un meandro es una zona de erosión activa, se la suele denominar zona de **retroceso de escarpe** (Figura 16.16). Muchos de los derrubios liberados por la corriente en los retrocesos de escarpe se desplazan corriente abajo y se depositan pronto como **barras de meandro** en zonas de menor velocidad en los interiores de los meandros. De esta manera, los meandros migran lateralmente, manteniendo la misma área

FIGURA 16.15. Meandros del White River cerca de Augusta, Arkansas (Foto de Michael Collier).

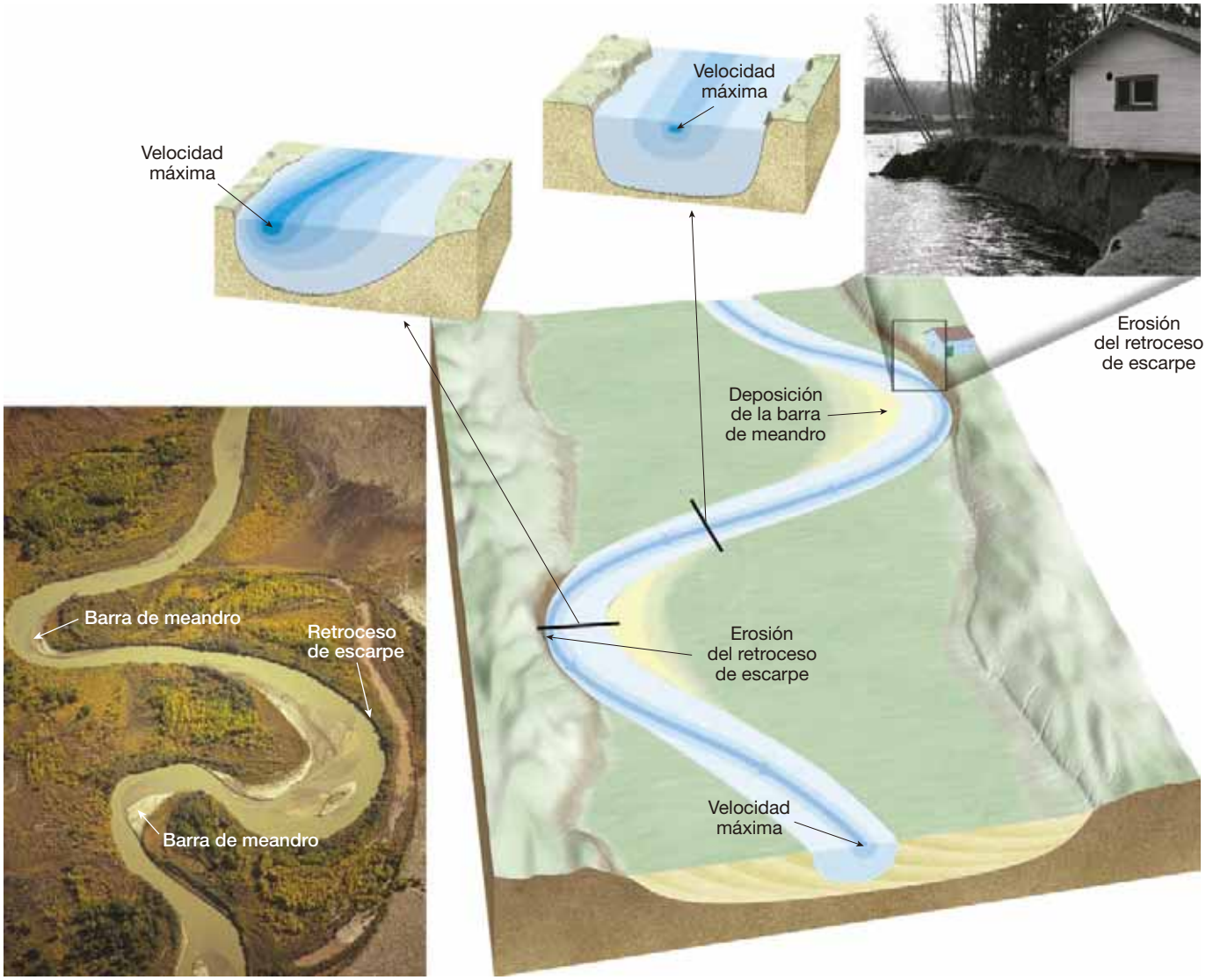


FIGURA 16.16. Cuando en una corriente se forman meandros, su zona de máxima velocidad se desvía hacia el margen exterior. Las barras de meandro mostradas aquí corresponden al White River cerca de Vernal, Utah. La foto en blanco y negro muestra la erosión de un retroceso de escarpe a lo largo del río Newaukum, en el Estado de Washington. Mediante la erosión de su margen exterior y el depósito de materiales en el interior del recodo, una corriente es capaz de desviar su cauce (Foto de la barra de meandro de Michael Collier; foto del retroceso de escarpe de P.A. Glancy, U.S. Geological Survey).

transversal, erosionando el exterior de las curvas y depositando los sedimentos en el interior sin que puedan apreciarse variaciones en su forma.

Además de migrar lateralmente, los recodos también migran hacia abajo del valle. Esto ocurre porque la erosión es más eficaz en la parte baja del río, pendiente abajo. A veces, la migración corriente abajo de un meandro se ve ralentizada cuando alcanza una porción más resistente de la ribera. Esto permite que el próximo meandro corriente arriba erosione gradualmente el material comprendido entre los meandros, como se muestra en la Figura 16.17. Cuando están lo bastante próximos, el río puede erosionar el estrecho cuello de tierra hasta el siguiente recodo formando un nuevo segmento de cauce más corto que se denomina **estrangulamiento**. Debido a su forma, el meandro abandonado se denomina **lago de media luna** (Figura 16.17).

Cauces anastomosados

Algunas corrientes están formadas por una red compleja de canales convergentes y divergentes que se abren camino entre las numerosas islas o barras de grava (Figura 16.18). Debido a que esos canales tienen una apariencia interconectada, se dice que la corriente es **anastomosada**. Los cauces anastomosados se forman cuando una gran parte de la carga del río es material grueso (arena y gravilla) y la corriente tiene un caudal

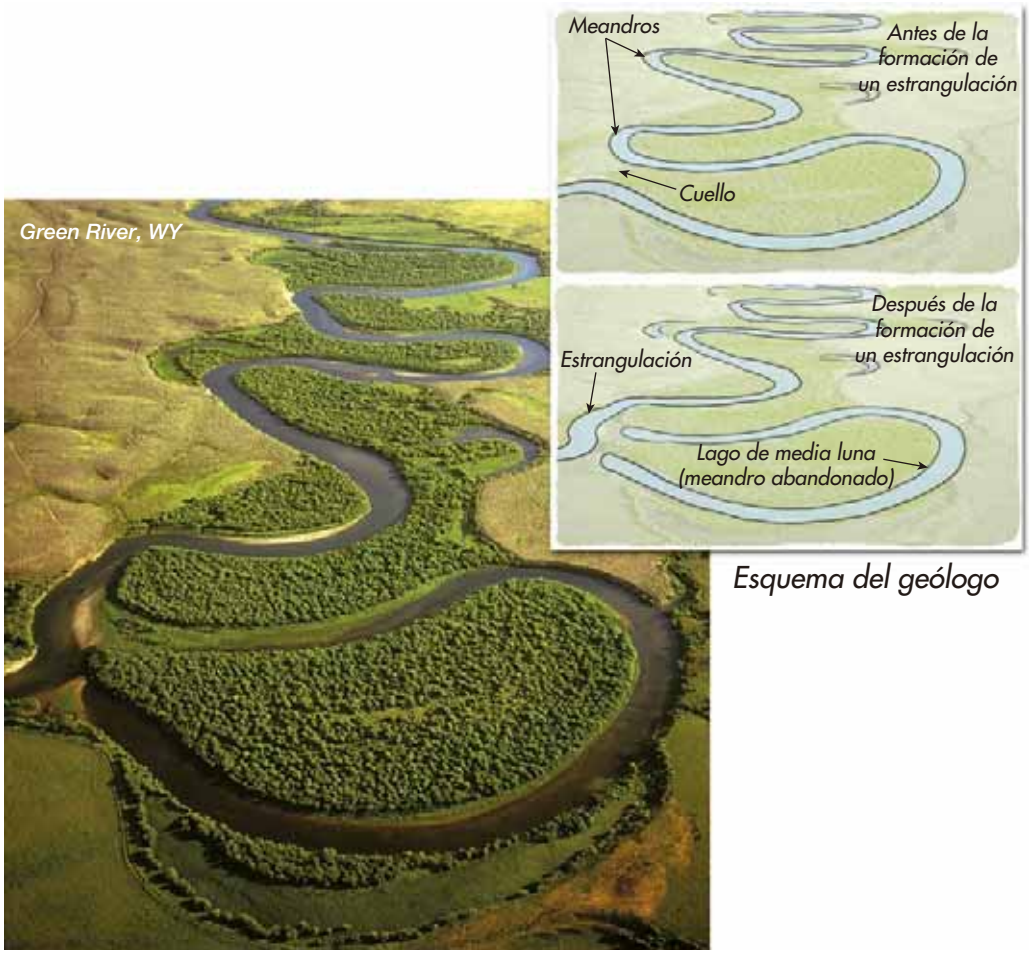


FIGURA 16.17. Lagos de media luna que ocupan los meandros abandonados. A medida que se llenan de sedimentos, los lagos de media luna se transforman gradualmente en cicatrices pantanosas de meandros. Vista aérea de un lago de media luna creado por el meándrico río Verde cerca de Bronx, Wyoming (Foto de Michael Collier).

muy variable. Dado que el material de las riberas es fácilmente erosionable, los cauces anastomosados son anchos y someros.

Un escenario donde se originan cauces anastomosados es al final de los glaciares donde hay una gran variación estacional del caudal. Durante el verano, grandes cantidades de sedimentos erosionados por el hielo son lanzados a las corrientes de agua de fusión del hielo que se alejan del glaciar. Sin embargo, cuando el flujo es viscoso, la corriente deposita el material más grueso en estructuras alargadas denominadas *barras*. Este proceso hace que la corriente se divida en diferentes caminos alrededor de estas barras. Durante el siguiente periodo de flujo elevado, los cauces, que se van desplazando lateralmente se erosionan y se vuelve a depositar gran parte de este sedimento grueso, transformando así el lecho completo del río. En algunas corrientes anastomosadas, las barras han formado islas semipermanentes ancladas por vegetación.

En resumen, se desarrollan cauces meandriformes donde la carga está constituida principalmente de partículas no consolidadas de grano fino que son transportadas como carga en suspensión por cauces profundos, relativamente lisos. Por el contrario, los cauces anastomosados poco profundos y amplios se desarrollan cuando se transporta aluvión de grano grueso principalmente como carga de fondo.

NIVEL DE BASE Y CORRIENTES GRADADAS

En 1875, John Wesley Powell, el geólogo pionero que exploró por primera vez el Gran Cañón y luego dirigió el U. S. Geological Survey, introdujo el concepto de que hay un límite inferior para la erosión de la corriente fluvial, que se denomina **nivel de base**. Aunque la idea es relativamente obvia, no deja de ser un concepto clave en el estudio de la actividad de la corriente. El nivel de base se define como el menor nivel al cual una corriente puede profundizar su cauce. En esencia, es el nivel al

FIGURA 16.18. El río Knik, una corriente anastomosada típica con múltiples canales separados por barras migratorias de grava. Los sedimentos del agua de fusión procedente de cuatro glaciares de las montañas Chugach al norte de Anchorage, Alaska, obstruyen el Knik (Foto de Michael Collier).

cual una corriente desemboca en el océano, un lago u otra corriente. Powell reconoció que existen dos tipos de nivel de base:

«Podemos considerar el nivel del mar como un nivel de base principal, por debajo del cual el terreno no puede ser erosionado; pero podemos tener también, para propósitos locales o transitorios, otros niveles de base de erosión[1]».

Al nivel del mar, al cual Powell denominó «nivel de base principal», se le conoce ahora como **nivel de base absoluto**. Los **niveles de base locales** o **temporales** son los lagos, las capas de roca resistentes y muchas corrientes fluviales que actúan como niveles de base para sus afluentes. Todos tienen la capacidad de limitar una corriente a un cierto nivel.

Cualquier cambio del nivel de base provocará el reajuste correspondiente en las actividades de las corrientes de agua. Cuando se construye una presa a lo largo del curso de una corriente, el embalse que se forma detrás eleva el nivel de base de la corriente (Figura 16.19). Aguas arriba del embalse, el gradiente de la corriente se reduce, disminuyendo su velocidad y, por consiguiente, su capacidad transportadora de sedimentos. La corriente, ahora incapaz de transportar toda su carga, depositará material, elevando con ello su cauce. Este proceso continúa hasta que la corriente vuelve a tener un gradiente suficiente para transportar su carga. El perfil del nuevo cauce sería similar al del antiguo, excepto en que sería algo más elevado.

Si, por otra parte, el nivel de base se redujera, ya fuera por elevación del terreno o por una bajada del nivel del mar, la corriente tendría un exceso de energía y erosionaría su cauce para establecer un equilibrio con su nuevo nivel de base. La erosión progresaría primero cerca de la desembocadura, luego actuaría corriente arriba hasta que el perfil de la corriente de agua se ajustara a lo largo de toda su longitud.

La observación de que las corrientes ajustan su perfil a los cambios del nivel de base indujo el concepto de corriente en equilibrio. Una **corriente en equilibrio** tiene la pendiente correcta y otras características de cauce necesarias para mantener precisamente la velocidad necesaria para transportar el material que se le suministra. Como media, un sistema en equilibrio no erosiona

[1] Las obstrucciones de hielo también contribuyeron a las inundaciones del río Red del Norte. *Véase* el apartado sobre «Inundaciones por obstrucción de hielo».

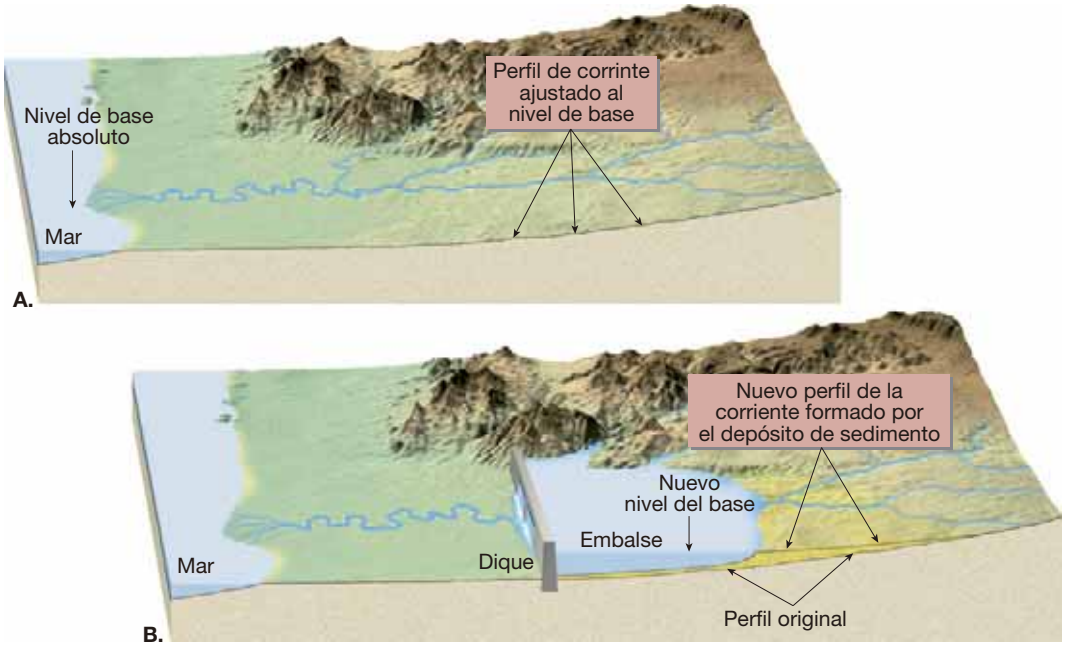


FIGURA 16.19. Cuando se construye un dique y se forma un embalse, el nivel de base de la corriente se eleva. Esto reduce la velocidad de la corriente e induce el depósito y la reducción del gradiente corriente arriba del embalse.

ni deposita el material, simplemente lo transporta. Una vez que una corriente ha alcanzado este perfil de equilibrio, se convierte en un sistema autorregulador en el cual un cambio de una característica produce un ajuste de las otras para contrarrestar el efecto.

Consideremos lo que sucedería si el desplazamiento a lo largo de una falla elevara una capa de roca resistente a lo largo del curso de una corriente gradada. Como se muestra en la Figura 16.20, la roca resistente forma un cascada y sirve como nivel de base temporal para la corriente. Debido al gradiente aumentado, la corriente concentra su energía erosiva a lo largo de una zona denominada *knickpoint* (escalón rocoso). Con el tiempo, el río borra el escalón de su camino y restablece un perfil liso.

FORMA DE LOS VALLES FLUVIALES

RUNNING WATER
▸ Reviewing Valleys and Stream-related Features

Los valles fluviales están formados por el cauce y el terreno circundante, que dirige el agua a la corriente. Constan del *fondo del valle*, que es la zona más baja y plana, ocupada en parte o del todo por el cauce fluvial, y las *paredes del valle*, inclinadas, que se elevan por encima del suelo del valle por ambos lados. Los cauces aluviales suelen fluir por valles con amplios fondos constituidos por la arena y la grava depositadas en el cauce, y por el limo y la arcilla depositados por las inundaciones. Por otro lado, los lechos rocosos suelen estar localizados en estrechos valles en forma de V. En algunas regiones áridas, donde la meteorización es lenta y donde la roca es particularmente resistente, los valles estrechos pueden tener paredes casi verticales (Figura 16.21). Los valles fluviales constituyen un continuo que va desde los valles estrechos con empinadas paredes a los que son tan planos y anchos que no es posible distinguir las paredes.

Las corrientes de agua, con la ayuda de la meteorización y de los procesos gravitacionales, moldean el paisaje por el cual fluyen. El resultado es que las corrientes modifican de forma constante los valles que ocupan.

Excavación del valle

Cuando el gradiente de una corriente es empinado y el caudal está muy por encima del nivel de base, la actividad que predomina es la excavación. La abrasión causada por el deslizamiento y el rodamiento de la carga de fondo, y por la potencia hidráulica del agua en movimiento rápido, va hundiendo lentamente el fondo del valle fluvial. El resultado habitual es un valle en forma de V con laderas empinadas. Un ejemplo clásico de este tipo de valle es la sección del río Yellowstone que se muestra en la Figura 16.22.

Las características más destacadas en los valles en V son los *rápidos* y las *cataratas*. Los dos se producen

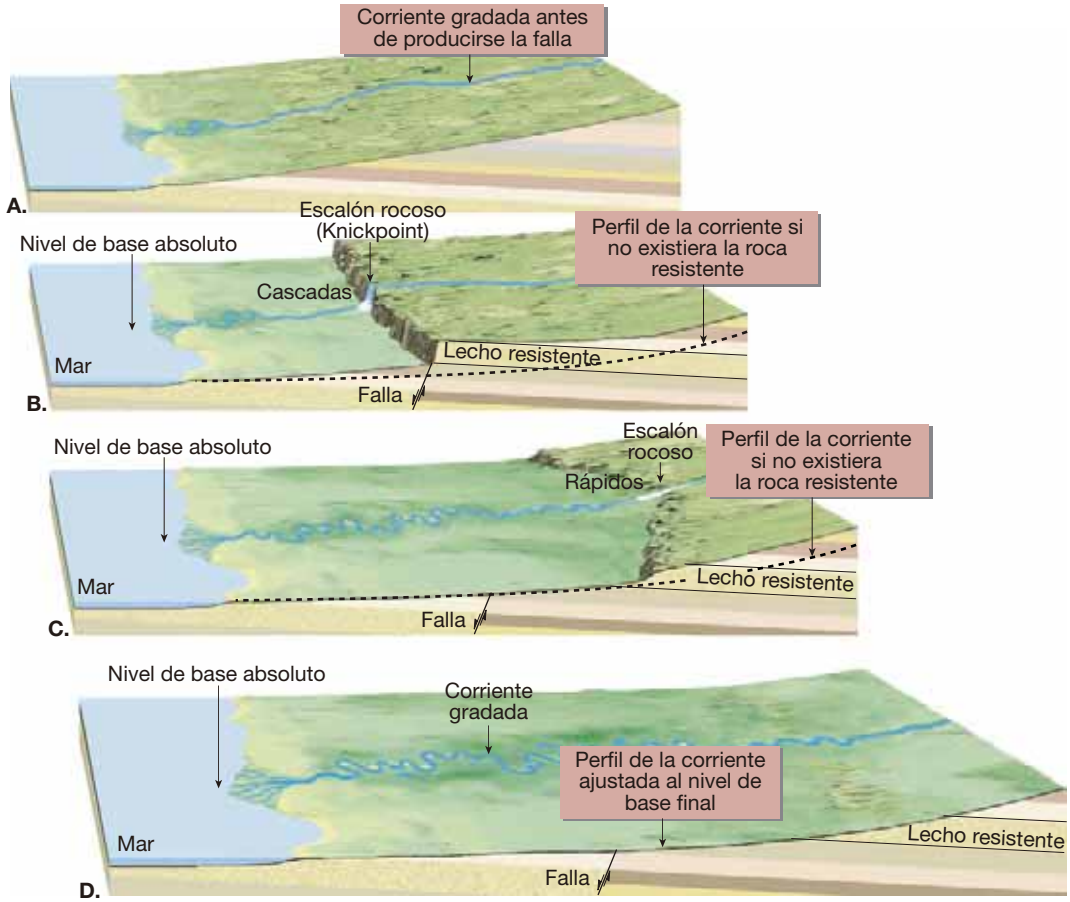
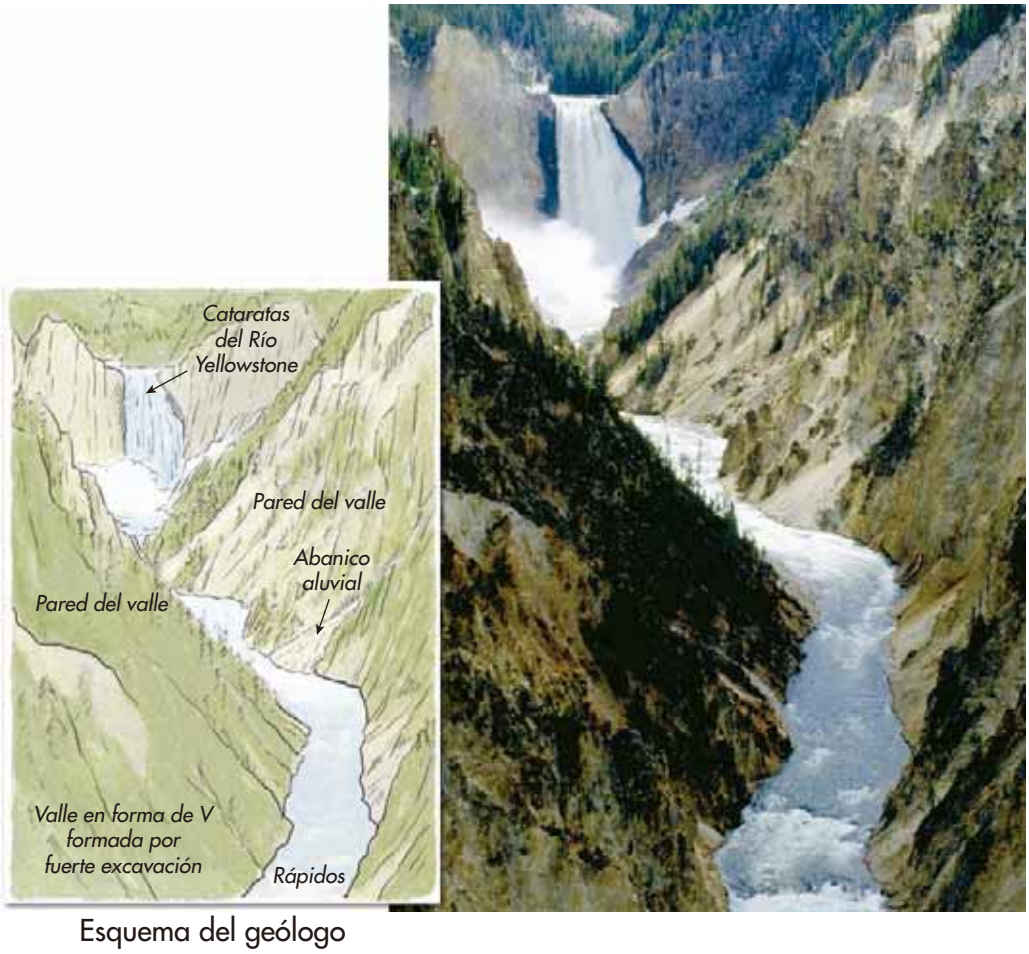


FIGURA 16.20. Cambios en el nivel de base. Una capa de roca resistente actúa como un nivel de base temporal. Debido al mayor gradiente, la corriente concentra su energía erosiva sobre la roca resistente del escalón rocoso (knickpoint). Con el tiempo, el río borra este escalón y restablece un perfil liso.

FIGURA 16.21. Este cañón de escarpadas paredes en el Parque nacional Zion, Utah, ha sido excavado en la roca sólida por la erosión. Los cañones como este son estrechos porque las corrientes los excavan hacia abajo rápidamente y por la muy lenta meteorización de las paredes del cañón (Foto de Zandria Muench Beraldo/CORBIS).

donde el gradiente de la corriente aumenta de forma significativa, una situación normalmente producida por variaciones en la erosionabilidad del lecho de roca en el cual se está excavando el cauce de la corriente. Un lecho resistente produce un rápido al actuar como un nivel de base transitorio corriente arriba mientras continúa la erosión descendente corriente abajo. Recordemos que, una vez la erosión ha eliminado la roca resistente, el perfil de la corriente vuelve a suavizarse.

Las cascadas aparecen donde las corrientes experimentan caídas en vertical. Un ejemplo lo constituyen las cataratas del Niágara (Figura 16.23), que están sustentadas sobre un lecho de dolomía situado encima de una lutita menos resistente. Cuando el agua se precipita por la boca de la catarata, erosiona las lutitas menos resistentes, socavando una sección de la roca que la recubre, que acaba desprendiéndose. De este modo la catarata conserva su acantilado vertical a la vez que va retrocediendo lentamente corriente arriba. En los últimos 12.000 años, las cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 km.



.FIGURA 16.22. Valle en forma de V del río Yellowstone. Los rápidos y las cascadas indican que el río está vigorosamente erosionando hacia abajo (Foto de Art Wolfe, Inc.)

FIGURA 16.23. Retroceso de las cataratas del Niágara (erosión remontante). El río se precipita sobre las cataratas y erosiona la lutita que está debajo de la más resistente dolomía Lockport. A medida que se va socavando una sección de la capa inferior de la dolomía, ésta pierde apoyo y se rompe. Durante los últimos 12.000 años, las Cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 km hacia arriba de la corriente (Foto de Howard Sandler/iStockphoto).

Ampliación del valle

Una vez que la corriente se aproxima al perfil de equilibrio, la erosión vertical se hace cada vez menos dominante. En este momento, el cauce de la corriente adopta un modelo meandriforme y la mayor parte de su energía se dirige de un lado a otro. En consecuencia se produce un ensanchamiento del valle conforme el río erosiona primero un margen y luego el otro (Figura 16.24). La erosión lateral continua provocada por la variación de posición de los meandros produce gradualmente un fondo de valle plano cubierto de aluvión (Figura 16.25). Esta zona característica se denomina **llanura de inundación**, un nombre apropiado porque cuando el río desborda sus márgenes durante una inundación, anega la llanura de inundación. Con el tiempo, la llanura de inundación se ampliará hasta el punto en el que la corriente erosiona activamente las paredes del valle solo en unos pocos lugares. En el caso del bajo río Mississippi, por ejemplo, la distancia de una pared del valle a la otra supera a veces los 160 km.

Cuando un río produce erosión lateral y crea una llanura de inundación como se acaba de describir, se denomina *llanura de inundación erosiva.* Sin embargo, las llanuras de inundación pueden ser también deposicionales. Las *llanuras de inundación deposicionales* se producen por una fluctuación importante de las condiciones, como un cambio del nivel de base. La llanura de inundación del valle Yosemite de California es uno de estos accidentes; se produjo cuando un glaciar excavó el valle fluvial anterior hasta unos 300 m de profundidad más de la que tenía antes. Después de la fusión del hielo glaciar, la corriente de agua se reajustó a su nivel de base anterior rellenando el valle con aluvión. El río Merced discurre en la actualidad por la llanura de inundación relativamente plana que forma la mayor parte del fondo del valle Yosemite.

Meandros encajados y terrazas fluviales

Normalmente esperamos que una corriente con un curso muy sinuoso se encuentre en la llanura de inundación en un valle amplio. Sin embargo, ciertos ríos exhiben cauces meandriformes que fluyen en valles estrechos y empinados. Estos meandros se denominan **meandros encajados** (Figura 16.26).

¿Cómo se originan esas formas? Originalmente es probable que los meandros se desarrollaran en la

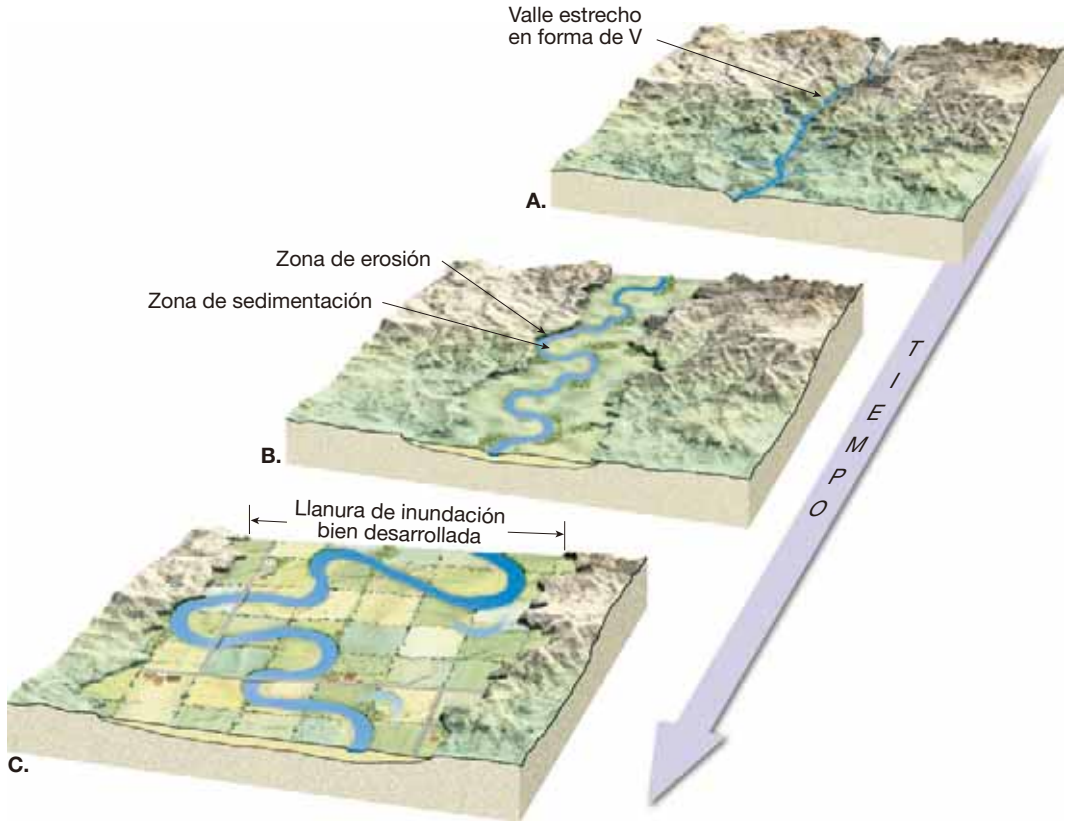


FIGURA 16.24. Desarrollo de una llanura de inundación.

FIGURA 16.25. La erosión lateral de los meandros aumenta el tamaño de la llanura de inundación. Río Red Deer, Alberta, Canadá (Foto de Georg Gester).

llanura de inundación de una corriente que estaba relativamente cerca del nivel de base. Luego, un cambio del nivel de base hizo que la corriente empezara a erosionar en sentido descendente. Pudo haber ocurrido uno de estos dos acontecimientos. O bien el nivel de base descendió o bien el terreno sobre el que fluía el río se levantó. El levantamiento regional del terreno, la segunda causa de los meandros encajados, halla un ejemplo en la llanura de Colorado en el suroeste de Estados Unidos. Aquí, conforme la llanura se fue levantando de manera gradual, los ríos que tenían numerosos meandros se fueron ajustando sobre el nivel de base mediante erosión vertical debido a sus elevados gradientes (Figura 16.26).

Después de que un río se ha ajustado de esta forma, puede producir de nuevo una llanura de inundación a un nivel por debajo del anterior. A veces aparecen los restos de una llanura de inundación previa en forma de superficies planas denominadas **terrazas** (Figura 16.27).

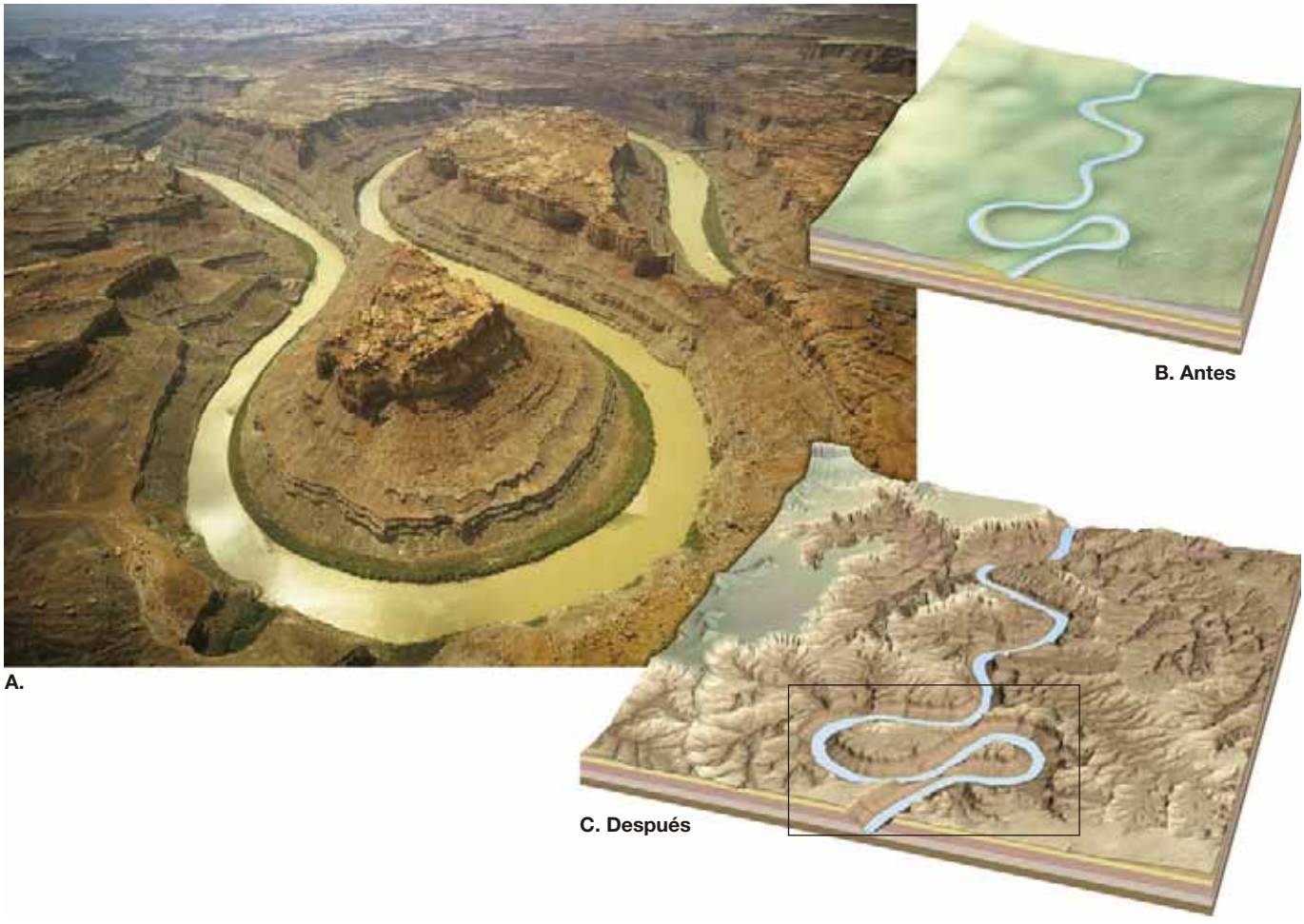


FIGURA 16.26. Meandros encajados. Vista aérea de los meandros encajados del río Colorado en la llanura de Colorado. Según se elevaba gradualmente la plataforma, los meandros fueron erosionando el terreno debido al elevado gradiente. (Foto de Michael Collier).

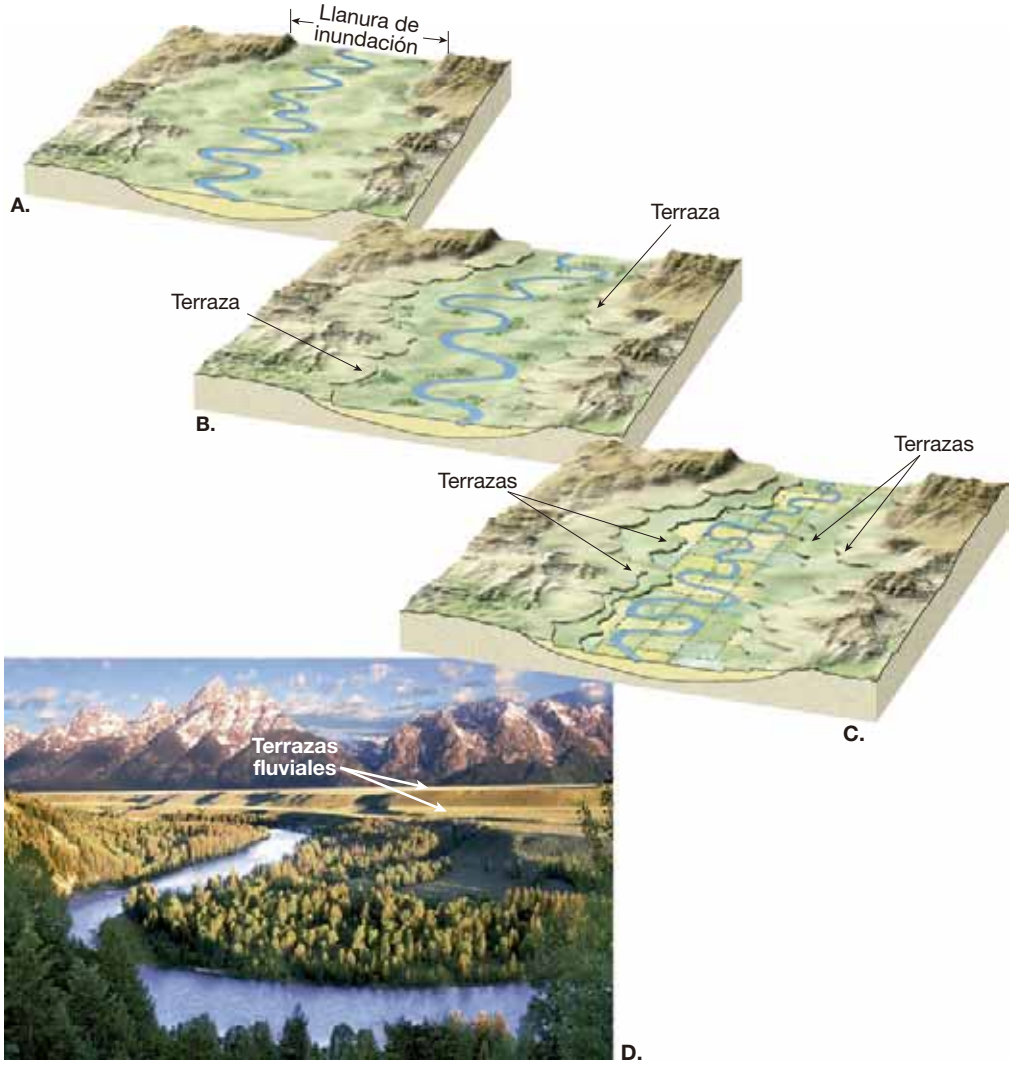


FIGURA 16.27. Terrazas fluviales. Las partes **A, B** y **C** muestran el desarrollo de múltiples terrazas fluviales. Las terrazas pueden formarse cuando una corriente erosiona el aluvión previamente depositado. Esto puede suceder en respuesta a una bajada del nivel de base o como consecuencia a un levantamiento regional. La foto de **D** muestra las terrazas del río Snake en Wyoming (Foto de Lester Lefkowitz/ CORBIS).

FORMAS DE LOS DEPÓSITOS

Recordemos que las corrientes recogen continuamente sedimentos en un punto de su cauce y los depositan corriente abajo. Estos depósitos del cauce a pequeña escala se denominan **barras**. Sin embargo, son solo elementos transitorios, ya que el material será recogido de nuevo por el agua corriente y transportado finalmente al océano. Además de las barras de arena y grava, las corrientes también crean otros elementos deposicionales que duran más tiempo: *deltas, diques naturales* y *abanicos aluviales.*

Deltas

Los **deltas** se forman cuando una corriente cargada de sedimentos entra en las aguas relativamente tranquilas de un lago, un mar interior o el océano (Figura 16.28A). A medida que se va desacelerando el movimiento del agua al entrar en el lago, la corriente moribunda deposita su carga de sedimentos y produce tres tipos de capas. Las *capas frontales* están compuestas por partículas más gruesas que se depositan casi inmediatamente al entrar en el lago para formar estratos con pendiente descendente en el sentido de la corriente desde el frente del delta. Las capas frontales suelen estar cubiertas por *capas de techo* horizontales y delgadas que se depositan durante los periodos de inundación. Los limos y arcillas más finos se sedimentan a cierta distancia desde la desembocadura en capas casi horizontales denominadas *capas de base.*

Conforme el delta va creciendo, el gradiente de la corriente disminuye continuamente. Esta circunstancia acaba induciendo la obstrucción del cauce con sedimentos procedentes del agua de movimiento lento. Como

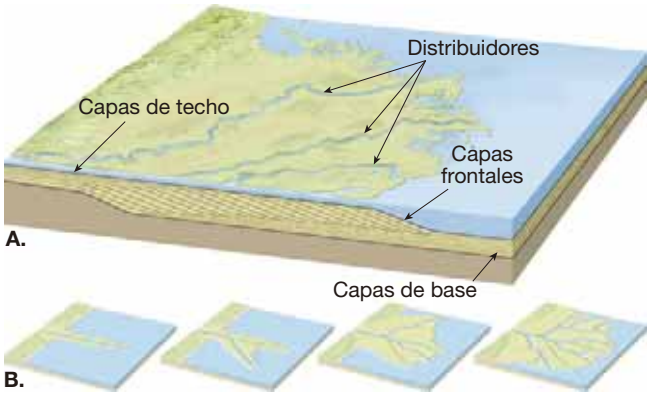


FIGURA 16.28. Formación de un delta simple **A.** Estructura de un delta simple que se forma en aguas relativamente tranquilas. **B.** Crecimiento de un delta simple. Conforme una corriente amplía su cauce, el gradiente se reduce. Frecuentemente, durante la etapa de inundación, el río se desvía a una ruta de mayor gradiente, formando un nuevo distribuidor. Los antiguos distribuidores abandonados son gradualmente invadidos por la vegetación acuática y están rellenos con sedimentos.

consecuencia, el río busca una vía más corta y de gradiente más elevado al del nivel de base. La Figura 16.28B muestra cómo el cauce principal se divide en varios cauces más pequeños, denominados **distribuidores**, que transportan el agua desde el cauce principal, siguiendo varios caminos, hasta el nivel de base. Después de numerosas desviaciones del cauce principal de un distribuidor a otro, el delta puede crecer hasta adquirir la forma triangular de la letra griega delta (Δ), aunque también pueden exhibir otras formas.

En el océano, los deltas se forman donde el suministro de sedimento excede la velocidad de erosión marina. Las diferencias en las configuraciones de la líneas de costa y las variaciones en la naturaleza y la fuerza de la actividad de las olas son responsables de la forma y la estructura de cada delta. Muchos de los grandes ríos del mundo han creado deltas masivos, cada uno con sus propias peculiaridades y ninguno tan simple como el mostrado en la Figura 16.28A.

El delta del Mississippi

El delta del río Mississippi se produjo por la acumulación de enormes cantidades de sedimentos derivados de la gran región drenada por el río y sus afluentes. En la actualidad, Nueva Orleans descansa donde hubo océano. En la Figura 16.29 se muestra la porción del Mississippi que se ha acumulado durante los últimos 6.000 años. Como se ilustra en la figura, el delta es realmente una serie de siete subdeltas reunidos. Cada uno se formó cuando el río abandonó el cauce existente

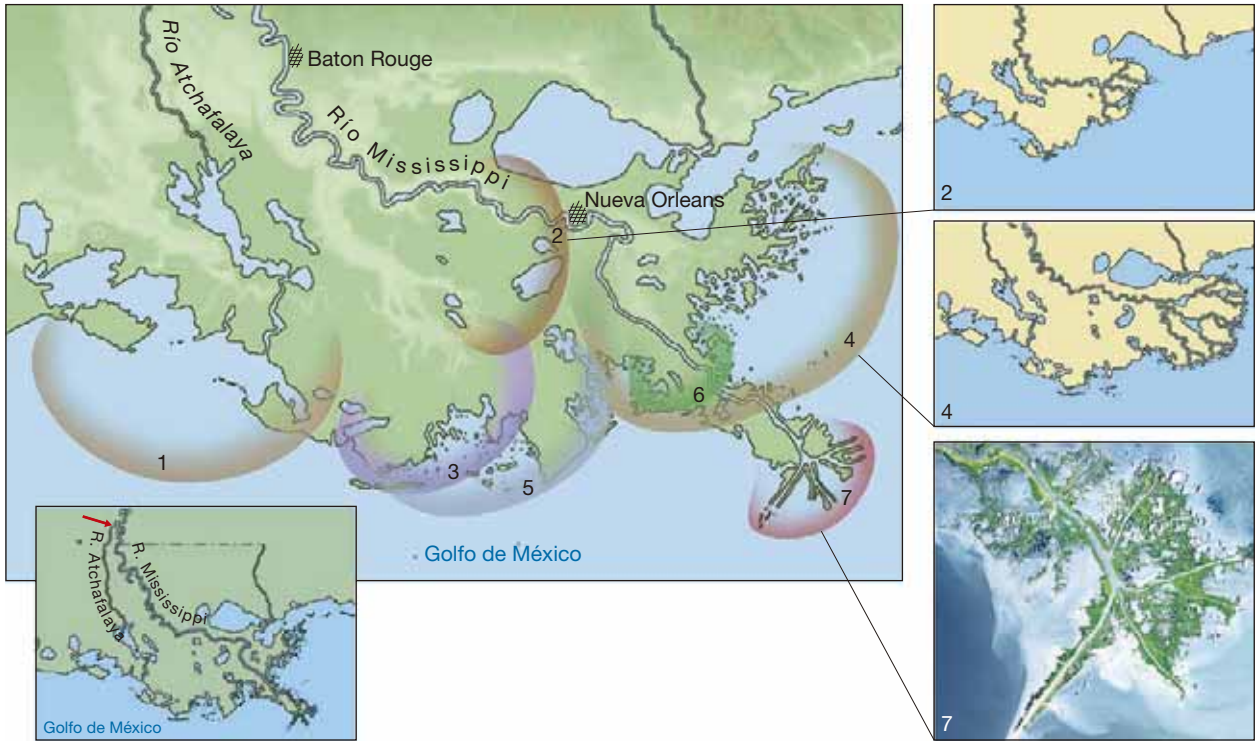


FIGURA 16.29. Durante los últimos 6.000 años, el Mississippi ha construido una serie de siete subdeltas coalescentes. El número indica el orden en el cual se depositaron los subdeltas. El actual delta *en pata de pájaro* (número 7) representa la actividad de los últimos 500 años (Imagen cortesía de JPL/Cal Tech/NASA). Sin los esfuerzos humanos, el curso actual cambiaría y seguiría la vía del río Atchafalaya. El recuadro de la izquierda muestra el punto donde el Mississippi puede romper algún día (flecha) y acortar su camino al golfo de México (Tomado de C. R. Kolt y J. R. van Lopik).

entonces para encontrar una vía más corta y más directa al golfo de México. Los subdeltas se entrelazan y se cubren parcialmente unos a otros para producir una estructura muy compleja. También se observa en la Figura 16.29 que, después de que cada porción fue abandonada, la erosión costera modificó el delta. El subdelta que se presenta, denominado delta *en pata de pájaro*, debido a la configuración de sus distribuidores, ha sido acumulado por el Mississippi en los últimos 500 años.

En la actualidad, este delta activo, en forma de pata de pájaro, se ha extendido lo más lejos que las fuerzas de la naturaleza le han permitido. De hecho, durante muchos años el río ha estado luchando por atravesar un estrecho cuello de tierra y desviar su curso al del río Atchafalaya (*véase* inserto de la Figura 16.29). Si llegara a ocurrir esto, el Mississippi abandonaría su cauce de 500 km más bajo a favor de la ruta de 225 km, mucho más corta, del Atchafalaya hacia el Golfo.

Para evitar este acontecimiento y conseguir que el Mississippi siguiera su curso actual, se levantó una estructura en forma de dique en el lugar por donde el cauce estaba intentando atravesar. La inundación de 1973 debilitó la estructura de control, y el río amenazó de nuevo con desviarse. Este acontecimiento llevó al U.S. Corps of Engineers a construir un masivo dique auxiliar a mediados de 1980. Hasta el momento, al menos se ha evitado lo inevitable, y el río Mississippi continuará fluyendo por Baton Rouge y Nueva Orleans en su camino hacia el golfo de México (*véase* Recuadro 16.1).

Diques naturales

Los ríos meandriformes que ocupan valles con amplias llanuras de inundación tienden a formar **diques naturales** que flanquean el cauce de la corriente. Los diques naturales se forman como consecuencia de inundaciones sucesivas a lo largo de muchos años. Cuando una corriente se desborda por sus márgenes, anegando la llanura de inundación, el agua fluye sobre la superficie como una lámina ancha. Debido a que un modelo de flujo de este tipo reduce significativamente la velocidad y la turbulencia del agua, la fracción más gruesa de la carga suspendida se deposita bordeando el cauce. Conforme el agua se va expandiendo sobre la llanura de inundación, se deposita una fina capa de sedimentos finos sobre el fondo del valle. Esta distribución no uniforme del material produce la pendiente suave, casi imperceptible, del dique natural (Figura 16.30).

Los diques naturales del bajo Mississippi se elevan seis metros por encima de las partes inferiores del fondo del valle. El área situada por detrás del dique está característicamente poco drenada por la razón obvia de que el agua no puede fluir hacia el río por encima del dique. A menudo se produce un tipo de pantano denominado **ciénaga**. Cuando un afluente entra en un valle que tiene sustanciales diques naturales, quizá no sea capaz de abrirse camino hacia el cauce principal. Por consiguiente, el afluente puede fluir por la ciénaga en paralelo al río principal durante muchos kilómetros antes de atravesar

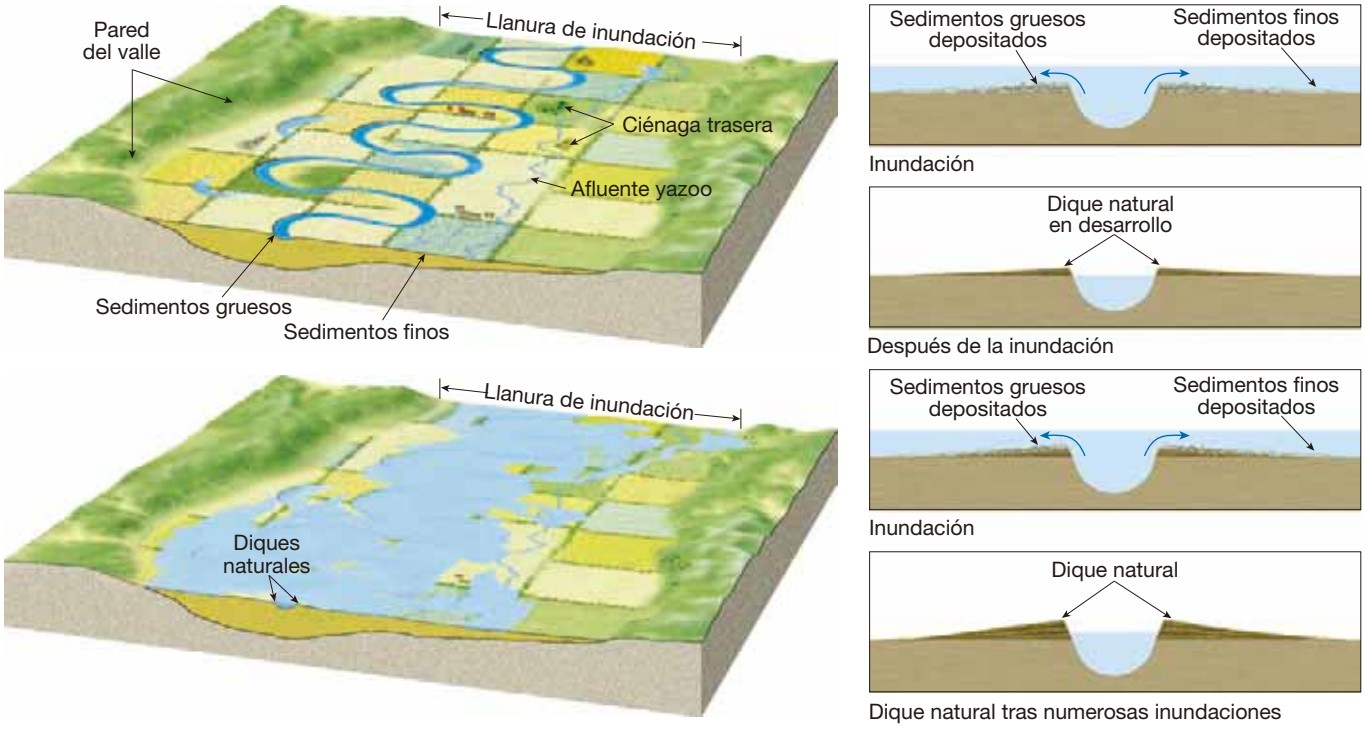


FIGURA 16.30. Los diques naturales son estructuras de pendiente suave creadas por inundaciones repetidas. Dado que cerca del cauce de la corriente el terreno es más alto que la llanura de inundación adyacente, se desarrollan ciénagas y afluentes yazoo.

el dique natural y unirse a él. Estas corrientes se denominan **afluentes yazoo,** debido al río Yazoo, que corre en paralelo al bajo Mississippi durante más de 300 km.

Abanicos aluviales

Como puede observarse en la Figura 16.31, los **abanicos aluviales**, o conos de deyección, son depósitos con forma de abanico que se acumulan a lo largo de los frentes de montañas empinadas. Cuando las corrientes de montaña salen a terrenos relativamente llanos, su gradiente disminuye y depositan una gran parte de su carga de sedimentos. Los abanicos aluviales son más prevalentes en los climas áridos, pero a veces se encuentran en regiones húmedas.

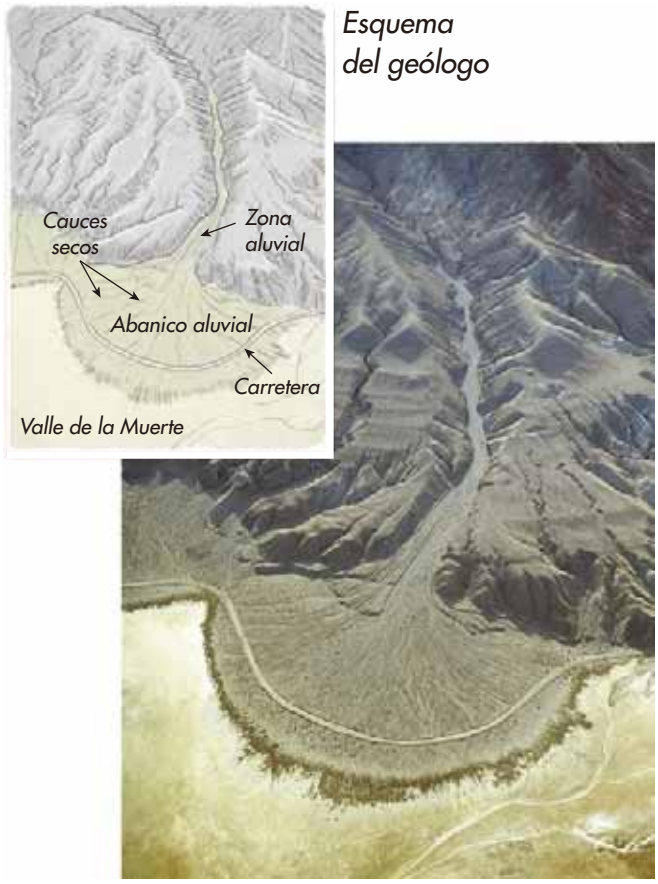


FIGURA 16.31. Los abanicos aluviales se forman a partir de los sedimentos depositados en la desembocadura de un valle que emerge de una zona montañosa o elevada hacia una planicie relativamente llana. La superficie del abanico se inclina hacia fuera en un amplio arco desde el vértice de la desembocadura del valle de la corriente. Normalmente el material grueso es soltado cerca del vértice del abanico, mientras que los materiales finos son transportados hacia la base del depósito. El Valle de la Muerte en California tiene muchos abanicos fluviales grandes. A medida que los abanicos adyacentes van aumentando de tamaño, pueden unirse para formar una empinada llanura de sedimentos a pie de monte llamada bajada. *ease* Figura 19.9, pág. 611 (Foto de Michael Collier).

A veces los alumnos preguntan…

Sabemos que todos los ríos transportan sedimentos, pero ¿tienen deltas todos los ríos?

Sorprendentemente, no. Las corrientes que transportan grandes cargas de sedimentos pueden carecer de deltas en sus desembocaduras porque las olas oceánicas y las corrientes potentes redistribuyen con rapidez el material justo cuando este es depositado (el río Colombia en el noroeste del Pacífico es un ejemplo de este fenómeno). En otros casos, los ríos no transportan las cantidades suficientes de sedimentos como para formar un delta. El río San Lorenzo, por ejemplo, tiene pocas posibilidades de recoger sedimentos entre el lago Ontario y su desembocadura en el golfo de San Lorenzo.

Las corrientes de montaña, torrente, debido a sus empinados gradientes, transportan la mayor parte de su carga de sedimentos en forma de arena gruesa y gravilla. Dado que los abanicos aluviales están compuestos por estos mismos materiales gruesos, el agua que fluye a través de ellos los empapa inmediatamente. Cuando una corriente emerge de su valle a un abanico fluvial, su flujo se divide en varios cauces distribuidores. La forma de abanico, o cono de deyección, se produce porque el flujo principal se mueve de atrás hacia adelante entre los distribuidores desde un punto fijo por donde la corriente sale de la montaña.

Entre los periodos de lluvia, en los desiertos fluye muy poca cantidad de agua (o ninguna) por un abanico aluvial, lo que es evidente por los muchos cauces secos que atraviesan su superficie. Por tanto, los abanicos en las regiones secas crecen de forma intermitente al recibir un cantidad considerable de agua y sedimentos solo durante los periodos de precipitaciones. Como vimos en el Capítulo 15, los cañones escarpados de las regiones secas son lugares fundamentales para los flujos de derrubios. Por consiguiente, debe esperarse que muchos abanicos aluviales de las áreas áridas tengan depósitos de flujos de derrubios intercalados con el aluvión.

REDES DE DRENAJE

Todos los sistemas de drenaje están compuestos por una red interconectada de corrientes que, juntas, forman modelos concretos. La naturaleza de un modelo de drenaje puede variar mucho de un tipo de terreno a otro, fundamentalmente en respuesta a los tipos de roca sobre los cuales se desarrolla la corriente o al modelo estructural de fracturas, fallas y pliegues.

El modelo de drenaje encontrado con más frecuencia es el **modelo dendrítico**, que se caracteriza por una ramificación irregular de corrientes tributarias que recuerda al modelo ramificado de un árbol caducifolio (Figura 16.32A). De hecho, la palabra *dendrítico* significa «semejante a un árbol». El modelo dendrítico se forma

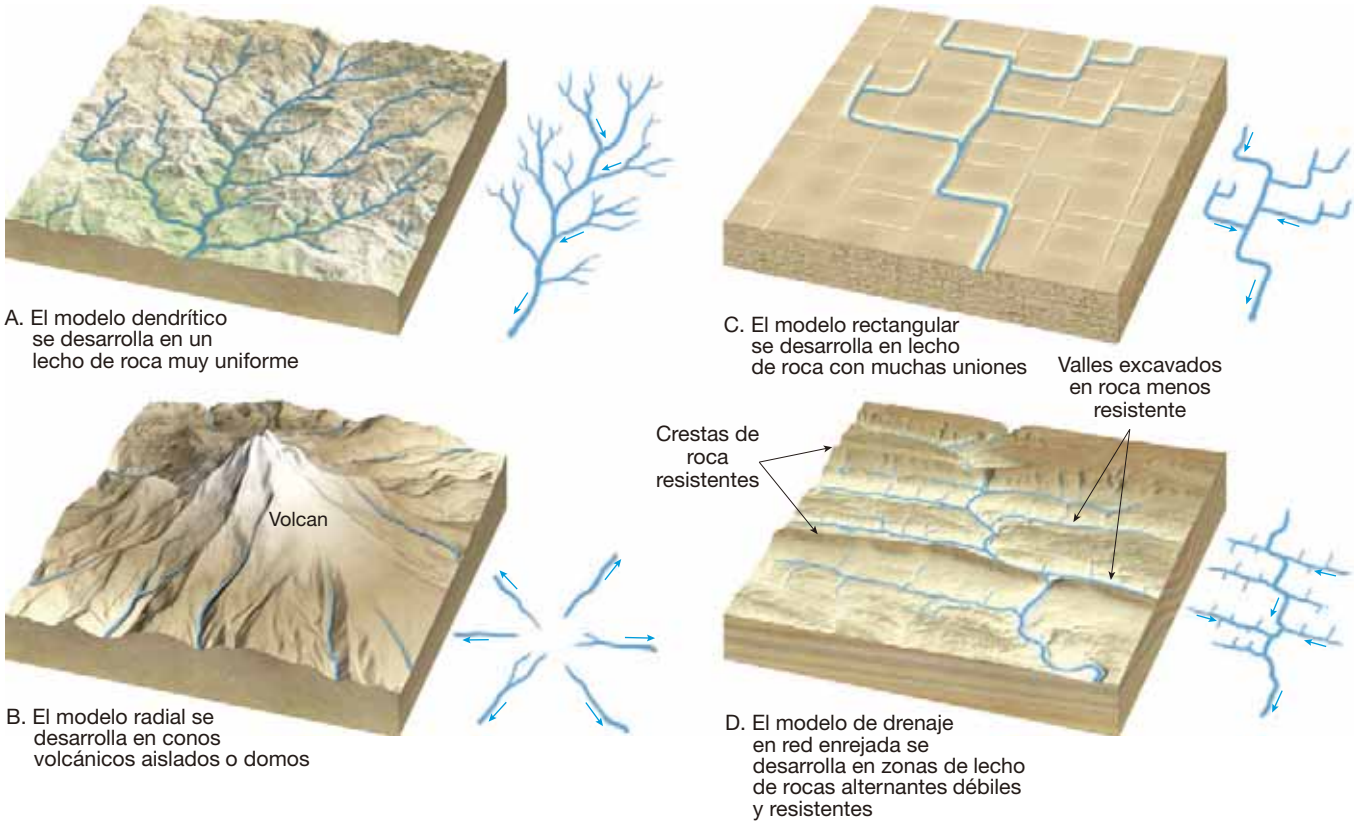


FIGURA 16.32. Modelos de drenaje. **A.** Dendrítico. **B.** Radial. **C.** Rectangular. **D.** Enrejada.

donde el sustrato de roca subyacente es relativamente uniforme, como en estratos sedimentarios planos o rocas ígneas masivas. Dado que el material subyacente es esencialmente uniforme en su resistencia a la erosión, no controla el modelo de flujo de corriente. En cambio, el modelo viene determinado fundamentalmente por la dirección de la pendiente del terreno.

Cuando las corrientes divergen desde un área central como los radios de una rueda, se dice que es un **modelo de drenaje radial** (Figura 16.32B). Este modelo se desarrolla normalmente en zonas volcánicas aisladas y en elevaciones de tipo domo.

En la Figura 16.32C se ilustra un **modelo de drenaje rectangular**, con muchos recodos en ángulo recto. Este modelo se desarrolla cuando el sustrato de roca está entrecruzado por una serie de uniones. Dado que la roca fracturada tiende a meteorizarse y erosionarse con más facilidad que la roca no fracturada, su modelo geométrico orienta la dirección de las corrientes a medida que excavan sus valles.

En la Figura 16.32D se ilustra un **modelo de drenaje de red enrejada**, un modelo rectangular en el cual los afluentes son casi paralelos entre sí y tienen el aspecto de un jardín enrejado. Este modelo se forma en áreas donde subyacen bandas alternativas de roca resistente y menos resistente y está particularmente bien desarrollado en los Apalaches plegados, donde estratos débiles y fuertes afloran en cinturones casi paralelos (*véase* Figura 14.18, pág. 455).

Formación de una garganta

A veces, para entender por completo el patrón de las corrientes de una zona, debemos entender la historia de las corrientes. Por ejemplo, los valles fluviales a veces atraviesan una dorsal o una montaña que se sitúa en su curso. El desfiladero con paredes escarpadas seguido por el río a través de la estructura tectónica se denomina **garganta** (Figura 16.33).

¿Por qué una corriente atraviesa una estructura de este tipo y no fluye a su alrededor? Una posibilidad es que la corriente existiera antes de que se formara la dorsal o la montaña. En este caso, la corriente, denominada **corriente antecedente**, erosionó verticalmente su lecho a un ritmo similar a la velocidad de elevación, es decir, la corriente mantendría su curso como una zona de la corteza elevada por pliegue o falla a través del camino de la corriente.

Una segunda posibilidad es que una corriente **sobreimpuesta** horadara su cauce en la estructura existente (Figura 16.33). Eso puede ocurrir cuando hay capas intensamente plegadas o rocas resistentes enterradas

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi

RECUADRO 16.1

Las zonas húmedas costeras abarcan las ciénagas, los bajos mareales, las marismas costeras y manglares. Son ricas en vida silvestre y proporcionan suelos llenos de vida microscópica e importantes paradas intermedias para las aves acuáticas y migratorias, así como zonas de desove y hábitat valiosas para los peces.

El delta del río Mississippi en Louisiana contiene alrededor de un 40 por ciento de todas las zonas húmedas costeras de los 48 estados inferiores. Las zonas húmedas de Louisiana están protegidas de la acción de los huracanes y las tormentas invernales gracias a unas islas barrera situadas enfrente de la costa a un nivel bajo. Tanto las zonas húmedas como las islas protectoras se han formado como consecuencia del desvío del río Mississippi durante los últimos 6.000 años.

La dependencia de las zonas húmedas costeras de Louisiana del río Mississippi y sus afluentes como fuente directa de sedimentos y agua dulce los hace vulnerables a los cambios en el sistema fluvial. Además, la dependencia con respecto de las islas barrera para la protección de las olas causadas por las tormentas convierte las zonas húmedas costeras en estructuras vulnerables cuando estas islas estrechas del litoral se erosionan.

Las zonas húmedas costeras de Louisiana están desapareciendo a una velocidad alarmante, que representa aproximadamente el 80 por ciento de la pérdida de zonas húmedas. Según el U. S. Geological Survey, Luisiana perdió casi 5.000 km^2 de zona costera entre 1932 y 2000. Si se continúa a esta velocidad desparecerán otros 3.000 km^2 bajo el Golfo de México en el año 2050[2]. El cambio climático global podría aumentar la gravedad del problema porque la ascensión del nivel del mar y las tormentas tropicales más fuertes acelerarían las velocidades de la erosión de la costa. Por desgracia, esto se hizo especialmente evidente durante la extraordinaria temporada de huracanes de 2005, cuando los llamados Katrina y Rita devastaron partes de la costa del Golfo.

El delta, sus zonas húmedas y las islas de barrera adyacentes están cambiando naturalmente de manera continua. Cuando el río se desvía, las zonas de crecimiento y destrucción del delta también se desvían. A lo largo del milenio, conforme los sedimentos se acumulan y forman el delta en una zona, la erosión y la subsidencia provocan pérdidas en el resto (Figura 16.A). Sin embargo, el Mississippi no se ha desviado en más de 500 años. Entonces ¿por qué están disminuyendo las zonas húmedas de Louisiana con una rapidez tan alarmante?

FIGURA 16.A. Cipreses muertos, conocidos como bosques fantasma, que mueren por la invasión de agua salada en Terrebonne Parish, Louisiana (Foto de Robert Caputo/Aurora Photos).

Antes de que los europeos ocuparan el delta, el río Mississippi inundaba sus orillas con regularidad en las inundaciones estacionales. Las grandes cantidades de sedimentos depositadas renovaban el suelo e impedían que el delta se hundiera por debajo del nivel del mar. No obstante, con la población vinieron los esfuerzos por controlar las inundaciones y el deseo de mantener y mejorar la navegación en el río. Se construyeron diques artificiales para contener el río ascendente durante el periodo de inundación. Con el tiempo, los diques se extendieron hasta la desembocadura del Mississippi para mantener el canal abierto para la navegación.

Los efectos han sido claros. Los diques impiden que los sedimentos y el agua dulce se dispersen en las zonas húmedas. En lugar de eso, se fuerza al río a transportar su carga hacia las aguas profundas de la desembocadura. Mientras tanto, los procesos de compactación, subsidencia y erosión de las olas continúan. Puesto que no se añaden los sedimentos suficientes como para compensar estas fuerzas, el tamaño del delta y la extensión de sus zonas húmedas disminuyen de manera gradual.

El problema ha sido agravado por una disminución de los sedimentos transportados por el Mississippi, que se ha reducido en aproximadamente el 50 por ciento durante los últimos 100 años. Una porción sustancial de la reducción es consecuencia de la retención de los sedimentos en grandes embalses creados por las presas construidas en los afluentes del Mississippi.

Otro factor que contribuye a la reducción de las zonas húmedas es el hecho de que en el delta hay 13.000 km de canales de navegación. Estas aberturas artificiales al mar permiten que las aguas saladas del golfo se adentren mucho en tierra. La invasión del agua salada y la acción mareal provocan la extinción de las marismas.

Comprender y modificar el impacto humano es una base necesaria para cualquier plan de reducción de la pérdida de zonas húmedas en el delta del Mississippi. El U. S. Geological Survey calcula que restaurar las costas de Louisiana costará unos 14.000 millones de dólares durante los próximos 40 años.

---

[2] *éase* «Louisiana's Vanishing Wetlands: Going, Going » en *cience,* vol. 289, 15 de septiembre de 2000, págs. 1.860-63. También Elizabeth Kolbert, «Watermark-Can Southern Louisiana be Saved?» The New Yorker, Febrero 27, 2006, págs. 46-47.

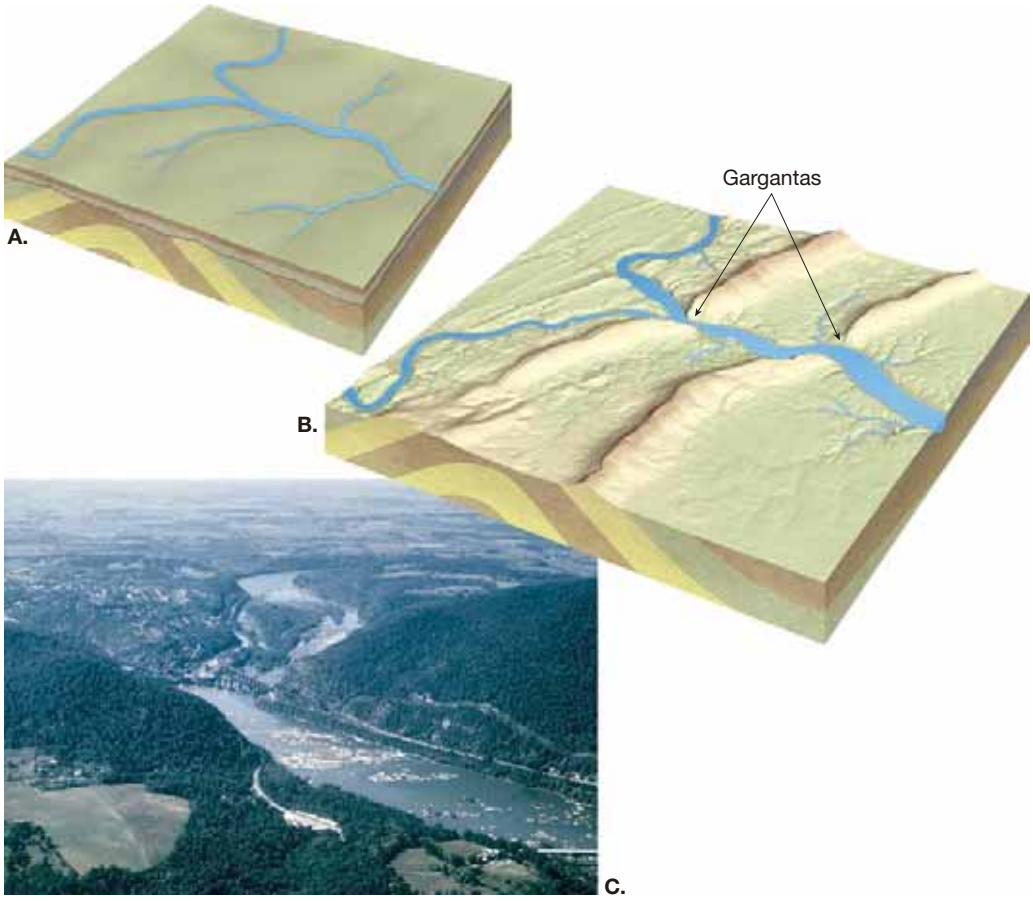


FIGURA 16.33. Desarrollo de una corriente superpuesta. **A.** El río establece su curso en los estratos relativamente uniformes. **B.** Luego topa con la estructura subyacente y la atraviesa. **C.** Garganta de Harpers Ferry en la confluencia de los ríos Shenandoah y Potomac cerca de la frontera entre el oeste de Virginia y Maryland. Las gargantas de este tipo son habituales en algunas partes de los Apalaches (Foto de John S. Shelton).

debajo de unas capas de sedimentos relativamente planos o estratos sedimentarios. Las corrientes que se originan en esta cubierta establecerían sus cursos con independencia de las estructuras subyacentes. Luego, a medida que el valle ganara profundidad y apareciera la estructura, el río continuaría erosionando su valle en esta última. Los Apalaches plegados proporcionan algunos buenos ejemplos. Ahí, una serie de grandes ríos, como el Potomac y el Susquehanna, atraviesan los estratos plegados en su camino hacia el Atlántico.

Erosión remontante y captura

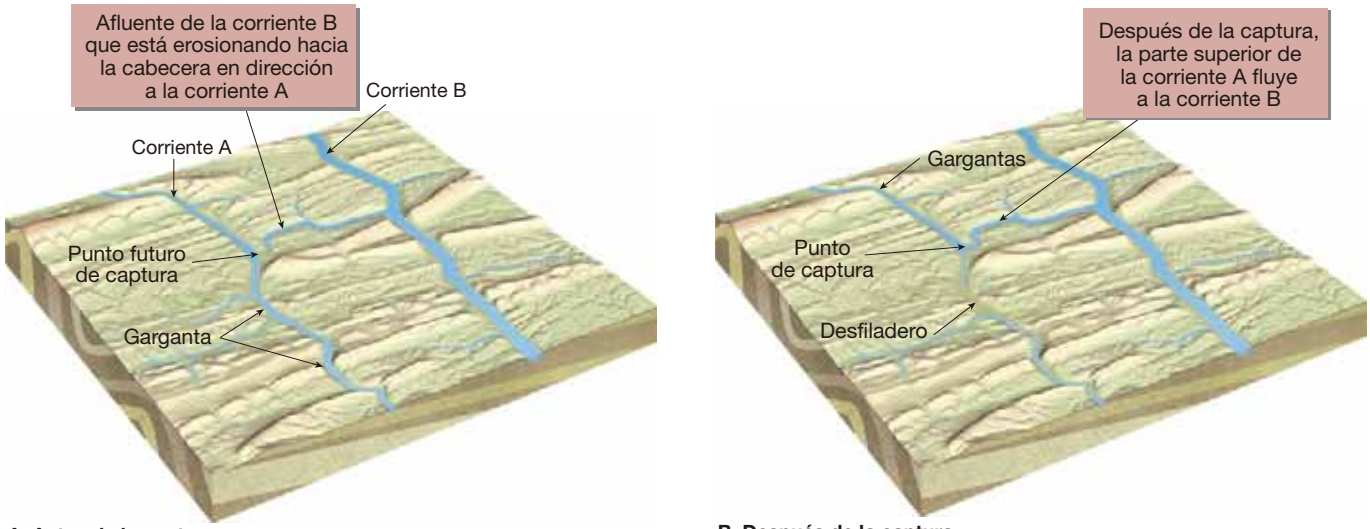
Las corrientes alargan sus cursos mediante **erosión remontante**; es decir, extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Esto provoca velocidades mayores de erosión en las zonas más empinadas que se encuentran en la dirección opuesta al flujo de la corriente. Por tanto, mediante erosión remontante, el valle se extiende a un terreno previamente no diseccionado.

La erosión remontante de las corrientes de agua desempeña un importante papel en la disección de las zonas de cabecera. Además, una erosión remontante suficiente puede hacer que una corriente entre en la cuenca de drenaje de una corriente adyacente. Este proceso, denominado **captura**, es la desviación del drenaje de una corriente por la que previamente fluyó hacia otra cuenca.

La captura explica también la existencia de gargantas estrechas y de laderas empinadas que no son atravesadas por corrientes activas. Estos cursos de agua abandonados (denominados *desfiladeros*) se forman cuando el curso de la corriente que corta el desfiladero cambia su curso por una captura. En la Figura 16.34, una garganta que había sido creada por la corriente A se convierte en un desfiladero como consecuencia de una captura.

INUNDACIONES Y CONTROL DE LA INUNDACIÓN

Las **inundaciones** suceden cuando el caudal de una corriente llega a ser tan grande que supera la capacidad de su cauce (Figura 16.35). Aun estando entre los



A. Antes de la captura **B. Después de la captura**

FIGURA 16.34. Captura de corriente y formación de desfiladeros. Un afluente de la corriente **B** provoca erosión remontante hasta que finalmente captura y desvía la corriente **A.** El cauce de agua A a través del cual fluía la corriente A es abandonado como consecuencia de la captura. Por tanto, este accidente geográfico es ahora un desfiladero. En este valle y en los entornos de tipo loma, las rocas más blandas son erosionadas con más facilidad que las resistentes.

riesgos geológicos más comunes y más destructivos, forman parte simplemente del comportamiento *natural* de las corrientes de agua.

La mayoría de las inundaciones tiene un origen meteorológico provocado por los procesos atmosféricos que pueden variar mucho tanto en tiempo como en espacio. Solamente una hora o menos de tormenta puede desencadenar inundaciones en los valles pequeños. Por el contrario, las grandes inundaciones en los grandes valles fluviales suelen ser el resultado de una serie de precipitaciones extraordinarias sobre una región amplia durante un intervalo largo de tiempo.

La planificación del uso de la tierra en las cuencas fluviales requiere un conocimiento de la frecuencia y la magnitud de las inundaciones. Existe una relación para cualquier río concreto entre el tamaño de una inundación

FIGURA 16.35. La inundación del río Cedar cubre una gran parte de Cedar Rapids, Iowa el 4 de junio de 2008.

A veces los alumnos preguntan…

¿La tectónica de placas influye en los ríos?

Sí, de muchas maneras. Por ejemplo, la existencia de un gran río se debe en gran medida a la posición de un continente en una zona climática donde la precipitación es abundante, lo cual, a su vez, viene determinado por el movimiento de las placas. Los ríos aparecen y desaparecen conforme las placas en movimiento transportan los continentes hacia dentro y hacia fuera de las distintas zonas climáticas.

Existen muchos otros efectos directos e indirectos. La formación de montañas en los bordes convergentes influye enormemente en las inclinaciones regionales y modifica los patrones de la precipitación. El plegamiento y la fracturación asociados con los procesos tectónicos afectan los modelos de drenaje, mientras que las coladas de lava extensas creadas por la actividad volcánica relacionada con la tectónica pueden cambiar radicalmente los sistemas fluviales.

y la frecuencia con la que sucede. Cuanto mayor es una inundación, menor es la frecuencia a la que se espera que ocurra. Probablemente hayamos oído hablar de una *inundación de 100 años*. Esta expresión describe el *intervalo de recurrencia* o *periodo de retorno*, que es una estimación de la frecuencia a la que cabe esperar que se produzca una inundación de un tamaño determinado. Un acontecimiento de 25 años sería mucho menor que una inundación de 100 años, pero la probabilidad de que se produjera sería cuatro veces mayor. La relación entre la frecuencia y la magnitud de una inundación es diferente de una región a otra. Por ejemplo, en los climas áridos las inundaciones de 100 años grandes suelen ser mucho más extremas que las observadas en las zonas húmedas.

Tipos de inundaciones

Las inundaciones pueden ser consecuencia de varios factores naturales y humanos. Entre los tipos comunes de inundaciones se cuentan las *inundaciones regionales, las avenidas, las inundaciones por obstrucción de hielo* y las inundaciones por ruptura de una presa.

Inundaciones regionales

La mayoría de las inundaciones regionales son estacionales. La fusión rápida de la nieve en primavera o las intensas precipitaciones, a menudo, desbordan los ríos. La gran inundación que tuvo lugar en 1997 a lo largo del río Red en el norte de Estados Unidos vino precedida por un invierno durante el que nevó mucho, seguido de una *ventisca* al comienzo de la primavera. A principio, de abril las temperaturas subieron rápidamente, fundiendo la nieve en cuestión de días, lo que provocó una inundación que batió todos los récords después de 500 años. Se inundaron alrededor de 1,8 millones de hectáreas y las pérdidas en la región de Grand Forks, en Dakota del Norte, superaron los 3.500 millones de dólares[3].

Las inundaciones regionales pueden ser también consecuencia de numerosas precipitaciones intensas. Las extensas y costosas inundaciones acaecidas en 2008 en una parte del medio oeste fueron el resultado de unas precipitaciones, que batieron records, caídas sobre terrenos que ya estaban saturados de agua. Indiana sufrió el desastre meteorológico más costoso de su historia, pero en Iowa se produjeron pérdidas aun mayores: 83 de sus 99 condados fueron declarados zonas catastróficas. Nueve ríos del estado alcanzaron niveles iguales o superiores a los de las mayores inundaciones anteriores y miles de hectáreas de tierras de cultivo productivas quedaran sumergidas. Fueron evacuadas miles de personas, la mayor parte en Cedar Rapids, donde más de 400 edificios de la ciudad quedaron bajo el agua (*véase* Figura 16.35). Los patrones meteorológicos húmedos persistentes condujeron a lluvias excepcionales y devastadoras inundaciones del valle del alto Mississippi durante el verano de 1993 (Figura 16.36).

Avenidas

Una avenida puede producirse casi sin previo aviso y puede ser mortal porque provoca un aumento rápido de los niveles del agua y puede tener una velocidad de corriente devastadora (Recuadro 16.2). La intensidad y la duración de las precipitaciones, las condiciones superficiales y la topografía son factores que influyen en las avenidas. Las zonas montañosas son especialmente susceptibles porque las pendientes escarpadas pueden canalizar la escorrentía hacia cañones estrechos con consecuencias desastrosas. La inundación del río Big Thompson del 31 de julio de 1976, en Colorado, ilustra este fenómeno (*véase* la Figura 16.C en el Recuadro 16.2). Durante un intervalo de cuatro horas, más de 30 cm de lluvia cayeron, desbordando la pequeña cuenca de drenaje del río. La avenida en el estrecho cañón duró solo unas pocas horas pero se cobró 139 vidas y provocó daños por el valor de decenas de millones de dólares.

Las zonas urbanas son susceptibles de experimentar avenidas, ya que un elevado porcentaje de la superficie está compuesto de tejados impermeables, calles y aparcamientos, donde la infiltración es mínima y la escorrentía es muy rápida. De hecho, en un estudio reciente se determinó que la superficie impermeables en los Estados Unidos (excluyendo Alaska y Hawái) abarca más de 112.600 km^2, que es un área un poco menor que el estado de Ohio[4].

---

[3] Las obstrucciones de hielo también contribuyeron a las inundaciones del río Red del Norte. *Véase* el apartado sobre «Inundaciones por obstrucción de hielo».

[4] C. D. Elvidge, et al. «U.S. Constructed Area Approaches the Size of Ohio», en *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 85, n.º 24, (15 de junio, 2004) pág. 233.

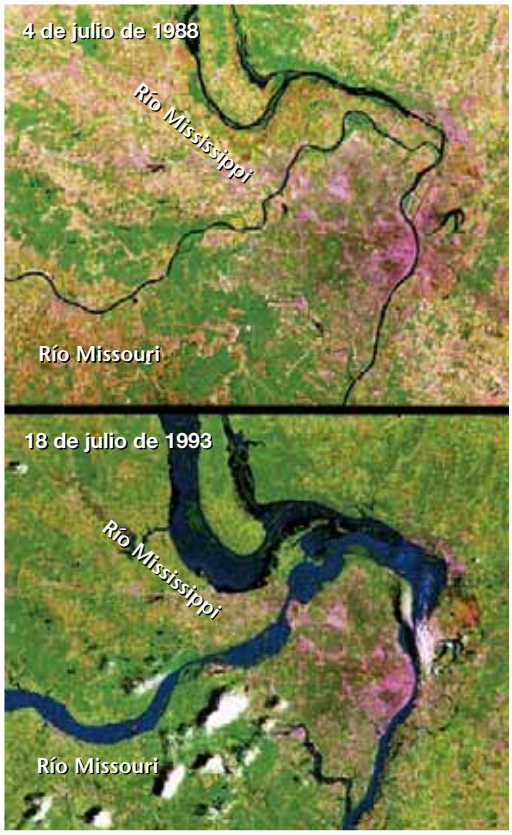


FIGURA 16.36. Imágenes de satélite del río Missouri fluyendo hacia el río Mississippi. St. Louis se encuentra justo al sur de su confluencia. La imagen de arriba muestra los ríos durante la sequía que se produjo en el verano de 1988. La imagen de abajo refleja el pico de la inundación que batía todos los récords de 1993. Las lluvias excepcionales causaron la primavera y el principio de verano más húmedos del siglo xx en la cuenca superior del río Mississippi. En total, se inundaron casi 6 millones de hectáreas y al menos 50.000 personas se desplazaron (Cortesía de Spaceimaging.com).

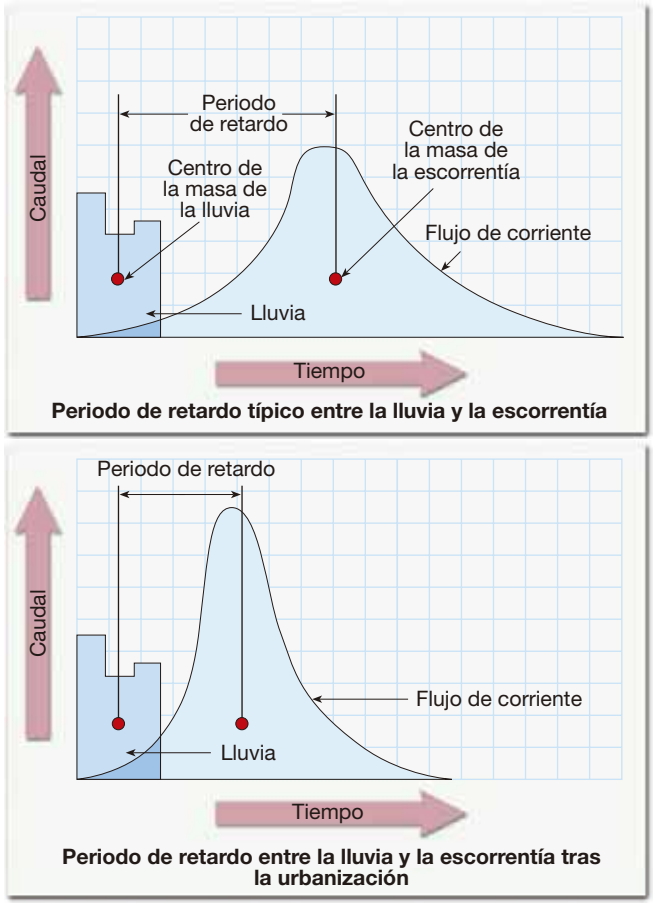


FIGURA 16.37. Cuando una zona pasa de ser rural a ser urbana, el periodo de retardo entre la lluvia y el pico de la inundación se reduce. El pico de la inundación también es mayor tras la urbanización (Tomado de L. B. Leopold, U. S. Geological Survey).

Para comprender mejor el efecto del urbanismo en el flujo de las corrientes, examínese la Figura 16.37. La parte A de la figura es un hidrograma hipotético que muestra la relación temporal entre la tormenta y la inundación (Figura 16.37, arriba). Nótese que el nivel del agua de la corriente no sube al principio de la precipitación, porque hace falta tiempo para que el agua se desplace desde el lugar donde se precipitó hasta la corriente. Esta diferencia temporal se denomina *tiempo de retardo.* El hidrograma de la Figura16.37B describe la misma zona y la misma precipitación hipotéticas *después* de la urbanización. El caudal máximo durante una inundación es mayor y el tiempo de retardo entre la precipitación y su aparición es más corto que antes de la urbanización. La explicación de este efecto es sencilla. Las calles, los aparcamientos y los edificios cubren el suelo que antes filtraba el agua. Por tanto, se infiltra menos agua y aumentan la velocidad y la cantidad de la escorrentía.

Inundaciones por obstrucción de hielo

Los ríos congelados son sensibles a las inundaciones por barrera de hielo. A medida que aumenta el nivel de una corriente, esta romperá el hielo y creará corrientes de hielo que pueden apilarse y obstruir el canal. Una barrera de hielo de este tipo crea un dique que atraviesa el canal. El agua, corriente arriba, a partir del dique de hielo, puede subir rápidamente e inundar los bancos del canal. Cuando el dique de hielo se rompe, el agua almacenada detrás del dique se libera con fuerza suficiente como para infligir daños considerables corriente abajo.

Inundaciones por ruptura de una presa

La interferencia humana en el sistema de corrientes fluviales puede empeorar, o incluso causar, las inundaciones. Un ejemplo excelente es la ruptura de una presa o un dique artificial diseñados para contener inundaciones de pequeñas a moderadas. Si se produce una inundación mayor, la presa o el dique pueden fallar, y en consecuencia, el agua detrás de ellos es liberada y se convierte

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Avenidas

RECUADRO 16.2

Los tornados y los huracanes son las tormentas más impresionantes de la naturaleza, por lo que se convierten en el punto de mira de la cobertura mediática y la atención pública con cierta periodicidad. Pero sorprendentemente estos temidos acontecimientos no son responsables del mayor número de muertes relacionadas con las tormentas. Esa distinción está reservada para las avenidas.

Las *avenidas* son inundaciones locales de gran volumen y corta duración (Figura 16.B). La oleada de agua de crecimiento rápido suele producirse con un mínimo aviso previo y puede destruir carreteras, puentes, casas y otras estructuras sólidas. Los caudales alcanzan rápidamente un máximo y disminuyen casi con la misma rapidez. A menudo las avenidas transportan grandes cantidades de sedimentos y derrubios conforme arrasan los cauces.

Con frecuencia, las avenidas son consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas con una fuerte tormenta de movimiento lento o tienen lugar cuando una serie de tormentas pasa repetidamente sobre el mismo lugar. En algunas ocasiones los derrubios flotantes o el hielo pueden acumularse en una obstrucción natural o artificial y restringen el flujo del agua. Cuando se rompen estas presas temporales, los torrentes de agua pueden ser liberados en forma de avenidas.

Las avenidas pueden producirse en casi cualquier zona. En especial son habituales en el terreno montañoso, donde las pendientes empinadas pueden canalizar rápidamente la escorrentía hacia el interior, de los valles estrechos. El riesgo es mayor cuando el terreno ya está casi saturado por las lluvias anteriores o está compuesto de materiales impermeables. Un desastre en Shadydale, Ohio, demuestra qué puede ocurrir cuando las lluvias, incluso moderadamente fuertes, caen sobre un terreno saturado de empinadas pendientes.

FIGURA 16.B. Avenida en Las Vegas, Nevada, en agosto de 2003. Partes de la ciudad recibieron casi la mitad de la media anual de precipitaciones en cuestión de horas. Aquí vemos bomberos que son rescatados de su propio coche atrapado en una avenida (Foto de John Locher/ *as egas Revie - ournal).*

FIGURA 16.C. La naturaleza devastadora de las avenidas está ilustrada en la inundación del río Big Thompson, 1976, Colorado. Durante unas cuatro horas cayeron más de 30 cm de lluvia en parte de la pequeña cuenca de drenaje del río. Esto supuso casi tres cuartas partes de la media anual total. La avenida en el estrecho cañón duró solo unas horas pero se cobró la vida de 139 personas. Se estimaron daños por un valor de 39 millones de dólares (U.S. Geological Survey, Denver).

> La tarde del 14 de junio de 1990, 26 personas perdieron la vida cuando las lluvias estimadas en el intervalo de 7 a 12 cm se precipitaron sobre el terreno saturado, lo cual generó olas de inundación en corrientes que alcanzaron unos metros de altura, destruyendo las viviendas y los comercios cercanos a la orilla. Los meses anteriores de lluvias superiores a lo normal habían generado un contenido de agua en el terreno cercano a la saturación. Por consiguiente, las cantidades moderadas de lluvia provocaron grandes cantidades de escorrentía superficial y casi superficial. Los valles escarpados con paredes prácticamente verticales canalizaron las inundaciones, creando crestas de ola muy rápidas, altas y empinadas[5].

¿Por qué muere tanta gente en las avenidas? El factor sorpresa es muy importante. Por ejemplo, cuando las avenidas ocurren por la noche mucha gente está durmiendo. La Figura 16.C ilustra la fuerza de una inundación. Solo 15 cm de agua de la crecida con un movimiento rápido pueden tirar una persona al suelo. La mayoría de automóviles flotarán y serán arrastrados en solo 0,6 metros de agua. ¡Más de la mitad de todas las muertes por avenidas en los Estados Unidos están relacionadas con los automóviles! Obviamente, las personas nunca deben intentar conducir por una carretera inundada. La profundidad del agua no es siempre evidente. Además, el fondo de la carretera puede haber sido arrasado debajo del agua. En la actualidad las avenidas constituyen calamidades que pueden causar un enorme número de víctimas y grandes pérdidas materiales. Aunque se están realizando esfuerzos para mejorar las observaciones y las advertencias, las avenidas continúan siendo asesinos naturales esquivos.

[5] «Prediction and Mitigation of Flash Floods: A Policy Statement of the American Meteorological Society» *Bulletin of the American eteorological ociety,* vol. 74, núm. 8 (agosto 1993), pág. 1586.

en una avenida. La rotura de una presa en 1889 en el río Little Conemaugh causó la devastadora inundación de Johnstown, Pensilvania, que se cobró unas 2.200 vidas.

Control de las inundaciones

Se han ideado varias estrategias para eliminar o reducir los efectos catastróficos de las inundaciones. Entre los esfuerzos de ingeniería se cuentan la construcción de diques artificiales, la construcción de presas de control de las inundaciones y la canalización de los ríos.

Diques artificiales

Los *diques artificiales* son montículos terreros construidos en las riberas de un río para incrementar el volumen de agua que el cauce puede albergar. En algunos sitios, se construyen paredes de contención de cemento que ejercen de diques artificiales.

Presas de control de inundaciones

Las *presas de control de inundaciones* se construyen para almacenar el agua de la inundación y luego dejarla salir lentamente. Desde los años 20, se han construido miles de presas en casi todos los ríos principales. Muchas presas tienen funciones significativas no relacionadas con las inundaciones, como el suministro de agua para la agricultura de regadío y para la generación de energía hidroeléctrica. Muchos embalses son también importantes centros recreativos.

Aunque las presas pueden reducir las inundaciones y proporcionar otros beneficios, la construcción de estas estructuras tiene también costes y consecuencias significativos. Por ejemplo, los embalses creados por presas pueden cubrir tierra de cultivo fértil, bosques útiles, sitios históricos y valles de belleza pictórica. Las grandes presas también pueden causar un daño ecológico significativo a los ambientes fluviales que tardaron miles de años en establecerse.

Además, construir una presa no es una solución permanente para las inundaciones. La sedimentación detrás de una presa significa que el volumen de su depósito disminuirá gradualmente, reduciendo la eficacia a largo plazo de esta medida de control de las inundaciones.

Canalización

La *canalización* implica la alteración del cauce de una corriente para conseguir que el flujo sea más eficaz. Esto puede implicar simplemente limpiar un cauce de obstrucciones o drenar un cauce para hacerlo más ancho y profundo. Una alteración más radical implica el enderezamiento de un canal mediante la creación de *estrangulamientos artificiales.* Acortando la corriente, aumenta la velocidad.

Entre 1929 y 1942, el Army Corps of Engineers eliminó 16 recodos de meandro del bajo río Mississippi con el fin de incrementar la pendiente del cauce y reducir la amenaza de inundaciones. Este río, corredor de transporte vital, ha sido acortado más de 240 km. El programa ha tenido algo de éxito en cuanto a la reducción de la altura del río en la época de inundaciones. Sin embargo, el acortamiento del cauce aumentó los gradientes y provocó la aceleración de la erosión del material de la ribera, por lo que se necesitó más intervención. Tras la creación de estrangulamientos artificiales, se instaló una protección masiva de las riberas a lo largo de varias zonas del bajo Mississippi.

Un caso similar de incremento de la erosión de las riberas causada por los estrangulamientos artificiales ocurrió en el río Blackwater de Missouri, cuyo curso serpenteante se acortó en 1910. Entre los muchos efectos de ese proyecto se cuenta un notable aumento de la anchura del cauce causado por el incremento de velocidad de la corriente. Un puente sobre el río se derrumbó debido a la erosión de la ribera en 1930. En los 17 años siguientes el mismo puente fue remplazado en tres ocasiones más, cada vez con un trecho mayor.

Un enfoque no estructural

Todas las medidas de control de la inundación descritas hasta ahora han implicado soluciones estructurales orientadas a «controlar» un río. Esas soluciones son caras y a menudo dan una falsa sensación de

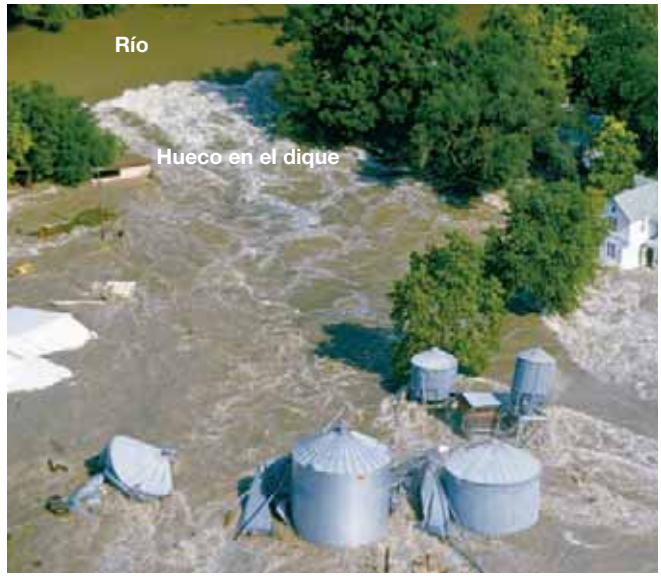


FIGURA 16.38. El agua se precipita por un hueco de un dique natural en Monroe County, Illinois. Durante las inundaciones que rompieron récords en 1993 en el mediooeste, muchos diques naturales no pudieron contener la fuerza de las aguas de inundación. Partes de muchas estructuras debilitadas se desbordaron o simplemente se colapsaron (Foto por James A. Finley/AP/Wide World Photos).

seguridad a las personas que viven en la llanura de inundación.

En la actualidad, muchos científicos e ingenieros defienden un enfoque no estructural para el control de las inundaciones. Sugieren que una alternativa a los diques artificiales, las presas y la canalización es la gestión lógico de las llanuras de inundación. Identificando las áreas de alto riesgo, pueden ejecutarse leyes de zonación apropiadas que reduzcan al mínimo el desarrollo y promuevan un uso más apropiado del terreno.

CAPÍTULO 16 Corrientes de aguas superficiales

RESUMEN

- El *ciclo hidrológico* describe el intercambio continuo de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes. Impulsado por la energía procedente del Sol, es un sistema global en el cual la atmósfera proporciona el vínculo entre los océanos y los continentes. Los procesos implicados en el ciclo hidrológico son la *precipitación*, la *evaporación*, la *infiltración* (el movimiento del agua al interior de las rocas o del terreno a través de grietas o poros), la *escorrentía* (el agua que fluye sobre el terreno) y la *transpiración* (la liberación de vapor de agua a la atmósfera por las plantas). *El agua es el agente más importante que esculpe la superficie terrestre.*
- Inicialmente la escorrentía fluye en forma de láminas delgadas y anchas a través del terreno, en un proceso denominado *escorrentía en lámina.* Después de una corta distancia, los hilillos de corriente normalmente se desarrollan y se forman diminutos cauces denominados *acanaladuras.*
- El área de terreno que aporta agua a una corriente se denomina *cuenca de drenaje.* Las cuencas de drenaje están separadas por una línea imaginaria denominada *divisoria.*
- Los sistemas fluviales constan de tres partes principales: las zonas de *producción de sedimentos*, de *transporte de sedimentos* y de *depósito de sedimentos.*
- Los factores que determinan la *velocidad* de una corriente son el *gradiente* (pendiente del cauce de la corriente), la *sección transversal*, el *tamaño* y la *irregularidad* del cauce, y el *caudal* de la corriente (cantidad de agua que pasa por un punto dado por unidad de tiempo, que normalmente se mide en metros cúbicos por segundo). Lo más frecuente es que el gradiente y la irregularidad de una corriente disminuyan pendiente abajo, mientras que la anchura, la profundidad, el caudal y la velocidad aumenten.
- Las corrientes transportan su carga de sedimento en disolución (*carga disuelta*), en suspensión (*carga suspendida*) y a lo largo del fondo del cauce (*carga de fondo*). Gran parte de la carga disuelta proviene del agua subterránea. La mayoría de las corrientes transforman la mayor parte de la carga en suspensión. La carga de fondo se mueve solo de manera intermitente y suele representar la menor porción de la carga de una corriente.
- La capacidad de una corriente para transportar partículas sólidas se describe utilizando dos criterios: la *capacidad* (la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar) y la *competencia* (el tamaño máximo de clasto que una corriente puede transportar). La competencia aumenta en un valor igual al cuadrado de la velocidad de la corriente, de modo que si la velocidad se duplica, la fuerza del agua se cuadruplica.
- Las corrientes depositan sedimentos cuando la velocidad se ralentiza y la competencia se reduce. Esto provoca una *selección*, el proceso mediante el cual se depositan juntas partículas de tamaño semejante. Los depósitos fluviales se denominan *aluviones* y pueden aparecer como depósitos de canal denominados *barras;* como depósitos de llanura de inundación, entre los que se cuentan los *diques naturales*, y como *deltas* o *abanicos aluviales* en las desembocaduras de las corrientes.
- Los cauces de los ríos son de dos tipos principales: *los cauces de lecho rocoso y los cauces aluviales.* Los lechos de roca se encuentran sobre todo en las cabeceras donde los gradientes son empinados, y donde normalmente hay rápidos y cataratas. Los dos tipos de cauces aluviales se denominan *cauces meandriformes* y *anastomosados.*
- Los dos tipos generales de *nivel de base* (el menor punto al cual una corriente puede erosionar su cauce) son: (1) el *nivel de base absoluto* (nivel del mar) y (2) el *nivel de base temporal* o *local.* Cualquier cambio en el nivel de base hará que la corriente se ajuste y establezca un nuevo equilibrio. La reducción del nivel de base hará que una corriente erosione, mientras que la elevación del nivel de base provoca la sedimentación de material en el cauce.
- Aunque existen muchas gradaciones, los dos tipos generales de valles de corrientes son: (1) los *valles estrechos en forma de V* y (2) los *valles anchos con fondos planos.* Dado que la actividad dominante es la erosión

descendente hacia el nivel de base, los valles estrechos a menudo contienen *cataratas* y *rápidos.*

- Cuando una corriente ha erosionado su cauce más cerca del nivel de base, su energía la dirige de un lado al otro y la erosión produce un fondo de valle plano o *llanura de inundación.* Las corrientes que fluyen sobre las llanuras de inundación a menudo se mueven en recodos extensos denominados *meandros.* La formación generalizada de meandros puede provocar segmentos más cortos del cauce, denominados *estrangulamientos* o meandros abandonados, denominados *lagos de media luna.*
- Los *modelos de drenaje* comunes (la forma de una red de corrientes) producidos por un canal principal y sus afluentes son: (1) *dendrítico,* (2) *radial,* (3) *rectangular* y (4) *red de drenaje enrejada.*
- La *erosión remontante* alarga el curso de la corriente extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Este proceso puede inducir *capturas* (el desvío del drenaje de una corriente por otra). Como consecuencia de la captura de los ríos pueden aparecer lo que se denominan *desfiladeros.*
- Las *inundaciones* son desencadenadas por lluvias intensas o por fusión de la nieve, o las dos cosas. A veces la interferencia humana puede empeorar o incluso causar inundaciones. Las medidas de control de la inundación son la construcción de *diques artificiales y presas*, así como la *canalización*, que puede implicar la creación de *estrangulamientos artificiales*. Muchos científicos e ingenieros abogan por un enfoque no estructural para el control de las inundaciones que implican un uso más apropiado del terreno.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico aluvial, 518
abrasión, 502
acanaladura, 496
afluente yazoo, 517
aluvión, 505
anastomosada, 507
arranque, 502
barra, 515
barra de meandro, 506
cabecera, 500
capacidad, 505
captura, 521
carga de fondo, 503
carga disuelta, 503
carga suspendida, 503
caudal, 500
ciclo hidrológico, 494
ciénaga, 517
competencia, 505
corriente antecedente, 519
corriente de agua, 496
corriente en equilibrio, 509
corriente sobreimpuesta, 519
corrosión, 503
cuenca de drenaje, 496
delta, 515
desembocadura, 500
dique natural, 517
distribuidor, 516
divisoria, 496
erosión remontante, 521
escorrentía, 495
escorrentía en lámina, 527
estrangulamiento, 507
evapotranspiración, 495
flujo laminar, 496
flujo turbulento, 498
garganta, 519
gradiente, 499
infiltración, 494
lago de media luna, 507
lecho rocoso, 505
llanura de inundación, 513
marmita de gigante, 502
meandro, 506
meandro encajado, 513
modelo de red enrejada, 519
modelo dendrítico, 518
modelo radial, 519
modelo rectangular, 519
nivel de base, 508
nivel de base absoluto, 509
nivel de base local o temporal, 509
perfil longitudinal, 500
perímetro del cauce, 499
retroceso de escarpe, 506
río, 496
saltación, 504
selección, 505
terraza, 514
transpiración, 495
valle fluvial, 510
velocidad de sedimentación, 504

PREGUNTAS DE REPASO

1. Describa el movimiento del agua a través del ciclo hidrológico. Una vez que la precipitación ha caído sobre la tierra, ¿qué vías tiene disponibles?
2. Sobre los océanos, la evaporación supera la precipitación. ¿Por qué no disminuye el nivel del mar?
3. Enumere diversos factores que influyen en la capacidad de infiltración.
4. ¿Cuáles son las tres partes principales de un sistema fluvial?
5. Una corriente se origina a 2.000 metros por encima del nivel del mar y viaja 250 km hasta el océano. ¿Cuál es su gradiente medio en metros por kilómetro?
6. Supongamos que la corriente mencionada en la pregunta anterior desarrolló una amplia red de meandros de modo que su curso se alargó hasta 500 km. Calcule este nuevo gradiente. ¿Cómo afectan los meandros al gradiente?

7. Cuando el caudal de una corriente aumenta, ¿qué ocurre con la velocidad de la corriente?
8. ¿Qué le ocurre normalmente a la anchura y a la profundidad del cauce, a la velocidad y al caudal desde el punto en el que empieza una corriente hasta el punto donde acaba? Explique brevemente por qué tienen lugar esos cambios.
9. ¿De qué tres formas transporta una corriente su carga?
10. Si fuera a coger una jarra de agua de una corriente, ¿qué parte de la carga se depositaría en el fondo de la jarra? ¿Qué porción quedaría en el agua? ¿Qué parte de la carga de la corriente probablemente no estaría presente en su muestra?
11. Distinga entre capacidad y competencia.
12. ¿Qué es la velocidad de sedimentación? ¿Qué factores influyen en la velocidad de sedimentación?
13. ¿Es más probable encontrar cauces de lecho rocoso cerca de la cabecera o de la desembocadura de una corriente?
14. Describa una situación que podría inducir un cauce de corriente a anastomosarse.
15. Defina el *nivel de base.* Nombre el principal río de su área. ¿Para qué corrientes actúa como nivel de base? ¿Cuál es el nivel de base para el río Mississippi?
16. Describa dos situaciones que impulsarían la formación de meandros encajados.
17. Describa brevemente la formación de un dique natural. ¿Cómo se relaciona esta forma con las ciénagas y los afluentes yazoo?
18. Enumere dos formaciones de depósito principales distintas a los diques naturales, que se asocian a las corrientes. ¿Bajo qué circunstancia se forma cada una?
19. ¿Cómo ha contribuido la construcción de diques artificiales y presas en el río Mississippi y sus afluentes al encogimiento del delta del Mississippi y sus extensas zonas húmedas (*véase* Recuadro 16.1)?
20. Cada una de las siguientes afirmaciones se refiere a un modelo de drenaje concreto. Identifíquelo.
    a) Corrientes que divergen de un área alta central como un domo.
    b) Modelo ramificado.
    c) Modelo que se desarrolla cuando el lecho de roca está entrecruzado por diaclasas y fallas.
21. Describa cómo podría formarse una garganta.
22. Compare las inundaciones regionales y las avenidas. ¿Qué tipo es el más mortal?
23. Enumere y describa brevemente tres estrategias básicas de control de inundación. ¿Cuáles son las desventajas de cada una de ellas?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

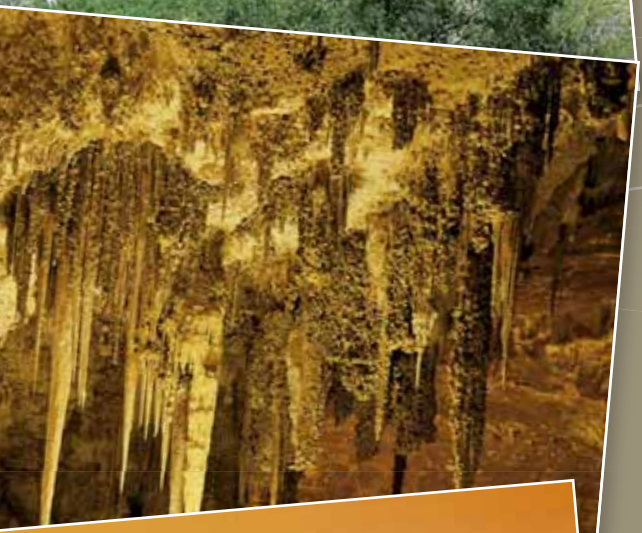
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

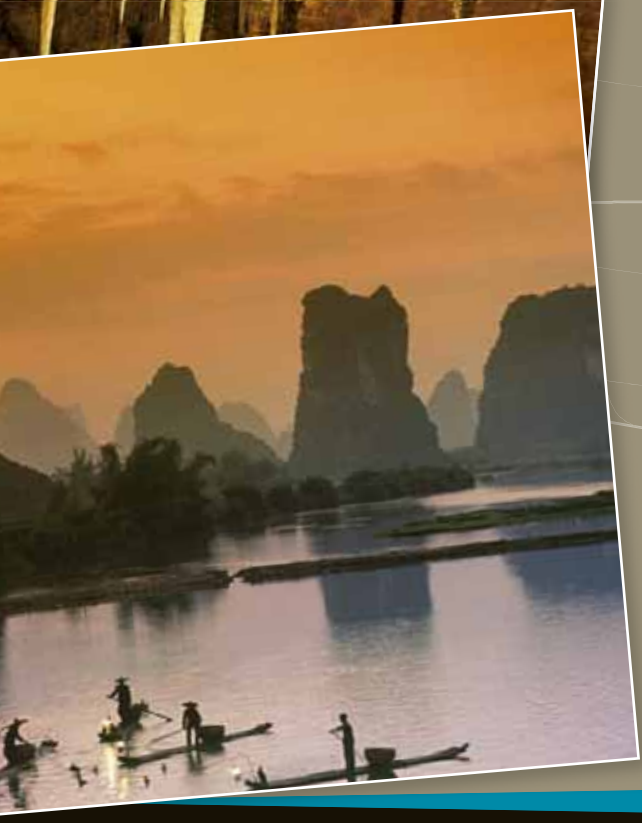
- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 17

Aguas subterráneas





Aunque no podamos verla, hay grandes cantidades de agua en las grietas, huecos y espacios porosos de las rocas y el suelo. Se encuentra en casi cualquier parte debajo de la superficie terrestre y supone una importante fuente de agua en todo el mundo. El agua subterránea es un valioso recurso natural que proporciona casi la mitad de toda el agua potable y es esencial para la vitalidad de la agricultura y la industria (Figura 17.1). Además de los usos humanos, el agua subterránea es crucial para mantener el flujo de escorrentía entre cada precipitación, sobre todo durante largos periodos de sequía. Muchos ecosistemas dependen del caudal de agua subterránea que se descarga a ríos, lagos y pantanos. En algunas regiones, el desarrollo a gran escala ha provocado un descenso de los niveles de agua subterránea, lo que ha provocado escasez de agua, agotamiento de los caudales de los ríos, subsidencia del terreno, contaminación salina y aumento en los costes de bombeo. La contaminación del agua subterránea es, también, un grave problema en algunas zonas.

IMPORTANCIA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

GROUNDWATER
▸ Importance and Distribution of Groundwater

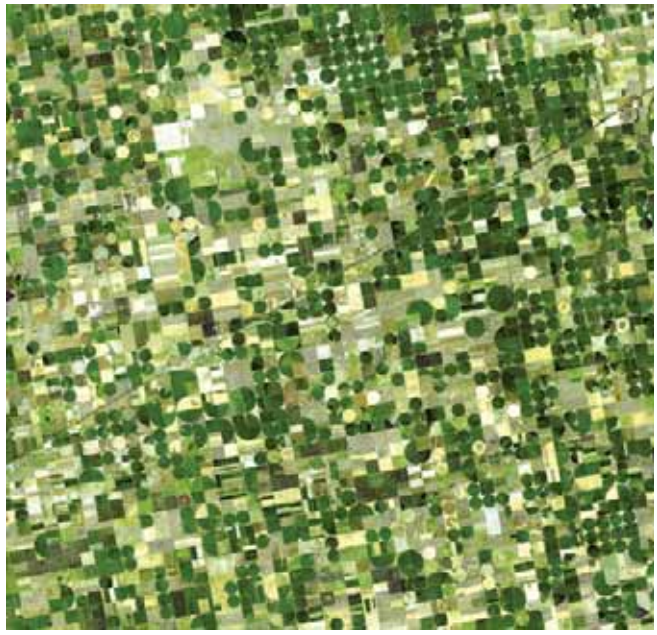
El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos y asequibles, aunque nuestras percepciones con respecto al ambiente del que procede son a menudo poco claras e incorrectas. La razón para ello es que el ambiente de las aguas subterráneas está muy oculto a la vista, excepto en las cuevas y las minas, y las impresiones que tenemos de esas aperturas subsuperficiales son engañosas. La observación de la superficie de la Tierra da la impresión de que el planeta es «sólido». Esta opinión se mantiene cuando entramos en una cueva y vemos el agua fluir en un cauce que parece haber sido excavado en una roca sólida.

Debido a esas observaciones, muchas personas creen que el agua subterránea aparece solo en «ríos» debajo de la tierra. En realidad, la mayor parte del ambiente subsuperficial no es «sólido» en absoluto. Consta de incontables *poros diminutos* entre los granos de suelo y de sedimento, así como de estrechas diaclasas y fracturas practicadas en el lecho de roca. En conjunto, todos estos espacios constituyen un volumen inmenso. Es en estas pequeñas aperturas donde se reúne y se mueve el agua subterránea.

Considerando la hidrosfera entera, o toda el agua de la Tierra, solo alrededor de las seis décimas partes del uno por ciento aparece bajo tierra. No obstante, este pequeño porcentaje, almacenado en la roca y los sedimentos situados debajo de la superficie terrestre, constituye una enorme cantidad. Cuando se excluyen los océanos y se consideran solo las fuentes de agua dulce, se pone más de manifiesto la importancia de las aguas subterráneas.

En la Tabla 17.1 se muestra la distribución de agua dulce calculada para la hidrosfera. Por supuesto, el mayor volumen aparece en forma de hielo glaciar. El segundo en la clasificación es el agua subterránea, que constituye más del 14 por ciento del total. Sin embargo, cuando se excluye el hielo y se considera solo el agua líquida, más del 94 por ciento de toda el agua dulce es agua subterránea. No cabe duda de que *el agua subterránea representa el mayor depósito de agua dulce que resulta fácilmente asequible a los seres humanos.* Su valor en términos de economía y de bienestar humano es incalculable.

Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. La acción disolvente del agua subterránea va minando lentamente las rocas solubles como la caliza, permitiendo la formación de depresiones superficiales denominadas *dolinas,* así como la creación de cuevas subterráneas (Figura 17.2). El



A.

B.

FIGURE 17.1. **A.** Imagen de satélite de campos de cultivo circulares irrigados por un sistema de riego por pivote central. Con apariencia de una obra de arte contemporáneo, los círculos de cultivos cubren lo que antaño fue una pradera de hierba corta en el suroeste de Kansas. Hay tres tipos de cultivo: maíz, trigo y sorgo. Cada uno está en un punto de desarrollo, lo que justifica las diferentes tonalidades de verde y amarillo (NASA). **B.** El agua subterránea aporta cerca de 216 miles de millones de litros al día para mantener la economía agrícola de los Estados Unidos (Foto de Clark Dunbar/Corbis).

agua subterránea es también un compensador del flujo de escorrentía. Gran parte del agua que fluye en los ríos no procede directamente de la lluvia y de la fusión de la nieve. Antes bien, un gran porcentaje de la precipitación se infiltra hacia dentro y luego se desplaza lentamente bajo tierra hasta las corrientes encauzadas. El agua subterránea es, pues, una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los periodos de

Tabla 17.1. Agua dulce de la hidrosfera.

Partes de la hidrosfera	Volumen de agua dulce (m)	Porcentaje del volumen total de agua dulce ( )	Porcentaje del volumen total de agua dulce líquida ( )
Casquetes polares y glaciares	24.000.000	84,945	0
Aguas subterráneas	4.000.000	14,158	94,05
Lagos y embalses	155.000	0,549	3,64
Humedad del suelo	83.000	0,294	1,95
Vapor de agua en la atmósfera	14.000	0,049	0,33
Agua de los ríos	1.200	0,004	0,03
Total	28.253.200	100,00	100

uente U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

FIGURE 17.2. Vista del interior de una cueva. La acción disolvente del agua subterránea ácida formó las cuevas. Después, el agua subterránea depositó los adornos de caliza. Parque nacional Carlsbad Caverns, Nuevo México (Foto por Clint Farlinger).

ausencia de precipitaciones. Por tanto, el agua que fluye en un río durante un periodo seco es la lluvia que cayó en algún momento anterior y se almacenó bajo tierra.

AGUA SUBTERRÁNEA: UN RECURSO BÁSICO

El agua es imprescindible para la vida, considerada como el «flujo sanguíneo» de la biosfera y de la sociedad. Cada día se consumen en Estados Unidos unos 1.300 miles de millones de litros de agua dulce[1]: el 76 por ciento aproximadamente proviene de recursos superficiales, mientras que el agua subterránea suministra el 24 por ciento restante (Figura 17.3). Una de las ventajas del agua subterránea es que existe casi en todas partes, y por tanto, suele estar disponible también en lugares que carecen de recursos superficiales fiables, como lagos y ríos. En los sistemas de agua subterránea, el agua se almacena en los espacios porosos del subsuelo

[1] La mayor parte de las estadísticas de esta sección provienen de la Circular 1268 de la US Geological Survey «Estimated Use of Water in the United States in 2000» publicada en 2004.

y en las fracturas. Cuando se extrae agua de un pozo, los espacios porosos y las fracturas conectados actúan como una «tubería» que permite el movimiento gradual del agua desde una parte del sistema hidrológico hasta donde está siendo extraída.

A pesar de que la excavación y perforación de pozos es una práctica común desde hace miles de años, el uso extendido del agua subterránea es un fenómeno relativamente reciente, que está creciendo con rapidez gracias al desarrollo de la electrificación rural y a tecnologías de bombeo más eficaces durante los últimos 80 años. Los cerca de 300.000 millones de litros de agua subterránea que se extraen a diario en Estados Unidos representan solo un ocho por ciento del billón de litros de agua que se reponen de forma natural cada día (denominado *recarga*). Por tanto, parece que el agua subterránea es un recurso duradero, aunque esto puede resultar engañoso dada la gran variabilidad en la disponibilidad del agua subterránea. Por ejemplo, en los secos estados occidentales, hay mucha demanda de agua subterránea, pero escasas precipitaciones para reponer el suministro.

¿Cuáles son los principales usos del agua subterránea? La U.S. Geological Survey identifica varias categorías, que se muestran en la Figura 17.3. Se utiliza más agua subterránea para la irrigación que para todos los demás usos juntos. Hay casi 251.000 km^2 de tierra irrigada en Estados Unidos, lo que equivale casi al tamaño del estado de Wyoming. La gran mayoría (el 75 por ciento) de la tierra irrigada se encuentra en los diecisiete estados occidentales contiguos, con precipitaciones anuales habituales inferiores a 50 cm. El 42 por ciento del agua que se usa para la irrigación es agua subterránea.

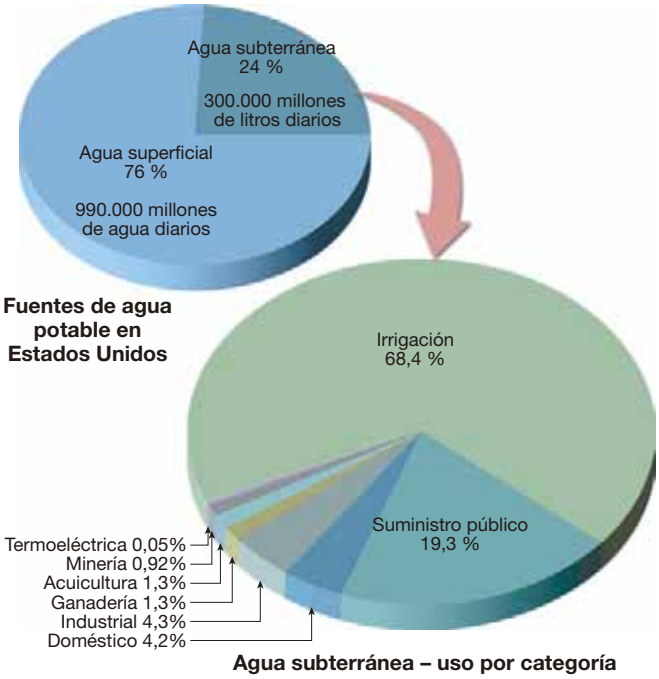


FIGURA 17.3. Cada día se consumen en Estados Unidos unos 1.300 miles de millones de agua dulce. El agua subterránea es la fuente de casi una cuarta parte del total. Se utiliza más agua subterránea para la irrigación que para todos sus otros usos combinados (Datos de la U.S. Geological Survey).

A veces los alumnos preguntan…

He oído que alguien usaba el término «acre pie» para expresar un volumen de agua. Conozco los litros y los galones, pero solo puedo hacerme una idea de lo que es un acre pie. ¿Qué es exactamente?

¡Es probable que lo que te hayas imaginado sea correcto! Como el término indica, un acre pie es el volumen de agua necesario para cubrir un acre de tierra a una profundidad de 1 pie. El área de un acre es 4.047 m^2. Un acre-pie es igual a 1,2 millones de litros o 326.000 galones. Cuando el tema son los recursos de agua, a menudo se usa esta medida para expresar grandes cantidades, como las que se asignan a la irrigación o al volumen de agua en una reserva.

Entre los usos públicos y domésticos del agua se cuentan su empleo, interno y externo, en los hogares, así como el agua utilizada para fines comerciales. Entre los usos de interior más frecuentes están el agua para beber, cocinar, bañarse, lavar la ropa y los platos y tirar de la cadena del inodoro. En la Figura 17.4 se muestra la cantidad de agua que consume un norteamericano medio a diario para estos fines. Los usos principales en el exterior son el riego de céspedes y jardines. El agua para uso doméstico puede provenir del suministro público o puede conseguirse mediante autoabastecimiento[2]. En este último caso, casi toda el agua (un 98 por ciento) proviene de agua subterránea.

En otra categoría, la acuicultura, se emplea agua utilizada en las piscifactorías y las incubadoras de peces y en los criaderos de marisco. Muchas operaciones de minería necesitan cantidades significativas de agua, así como los procesos industriales, como el refino de petróleo y la fabricación de productos químicos, de plásticos, papel, acero y cemento.

DISTRIBUCIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

GROUNDWATER
▸ Importance and Distribution of Groundwater

Cuando llueve, parte del agua discurre por la superficie, parte se evapora y el resto se adentra en el terreno. Esta

[2] Según la U.S. Geological Survey, el suministro público se refiere al agua extraída por proveedores que abastecen de agua al menos a 25 personas o que tienen 15 conexiones como mínimo.

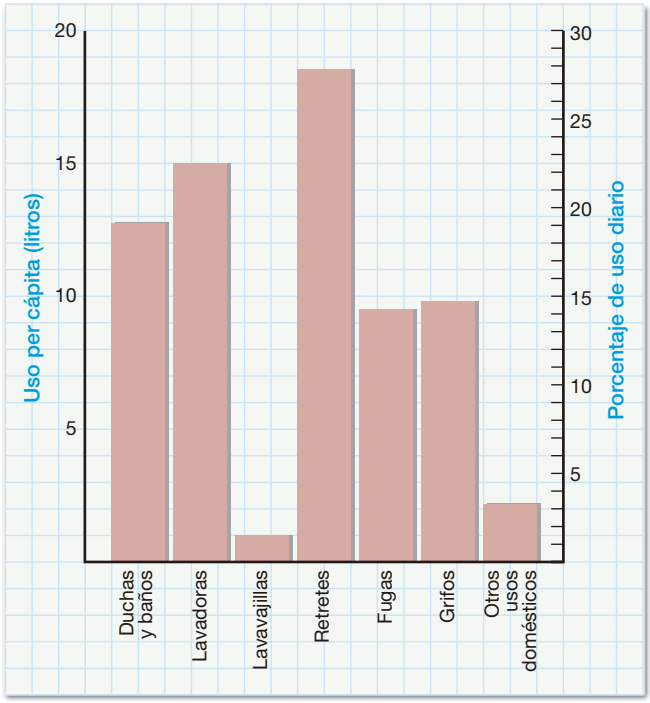


FIGURA 17.4. Según la American Water Works Association, el uso diario medio por persona en interiores de una vivienda de una sola familia es de unos 260 l. Mediante la instalación de accesorios para el agua más eficaces y la búsqueda periódica de fugas, los hogares podrían reducir esta cantidad en un tercio.

última vía es la fuente primaria de prácticamente toda el agua subterránea. La cantidad de agua que sigue cada uno de esos caminos, sin embargo, varía mucho en función del tiempo y del espacio. Los factores que influyen en esta variación son el grado de la pendiente, la naturaleza del material, la intensidad de la lluvia, y el tipo y cantidad de vegetación. Densas lluvias que caen sobre pendientes empinadas donde las capas suprayacentes están compuestas de materiales impermeables provocarán obviamente un elevado porcentaje de agua de escorrentía. A la inversa, si la lluvia cae de manera suave y uniforme sobre pendientes más graduales compuestas por materiales que son fácilmente penetrados por el agua, un porcentaje mucho mayor del agua se infiltrará en el suelo.

Algo del agua que se infiltra no viaja muy lejos, porque es retenida por atracción molecular como una capa superficial sobre las partículas sólidas. Esta zona cercana a la superficie se denomina **cinturón de humedad del suelo**. Está surcada por raíces, los vacíos que quedaron en el lugar de las raíces desintegradas y las madrigueras y los túneles de las lombrices, que aumentan la infiltración del agua de lluvia en el suelo. Las plantas utilizan el agua del suelo en las funciones vitales y la transpiración. Una parte de agua también se evapora directamente y regresa a la atmósfera.

El agua que no es retenida como humedad del suelo se infiltra hacia abajo hasta que alcanza una zona donde todos los espacios libres del sedimento y la roca están completamente llenos de agua (Figura 17.5). Esta es la **zona de saturación, *también llamada* *zona freática***. El agua situada en el interior se denomina **agua subterránea**. El límite superior de esta zona se conoce como el **nivel freático**. Extendiéndose hacia arriba desde el nivel freático se encuentra la **franja capilar** (*capillus* = cabello), en la cual el agua subterránea es mantenida por la tensión superficial en diminutos conductos comprendidos entre los granos de suelo o de sedimento. El área situada por encima del nivel freático que abarca la franja capilar y el cinturón de humedad del suelo se denomina **zona no saturada**, también denominada *zona vadosa*. Los espacios porosos en esta zona contienen aire y agua. Aunque puede haber una cantidad considerable de agua en la zona de aireación, esta agua no puede ser bombeada en los pozos porque está demasiado aferrada a la roca y a las partículas sólidas. Por el contrario, por debajo del nivel freático, la presión del agua es lo bastante grande como para que el agua se mueva entre los pozos, permitiendo así que el agua subterránea pueda extraerse para su uso. Examinaremos con más detalle los pozos en otra sección del capítulo.

EL NIVEL FREÁTICO

GROUNDWATER
▸ Importance and Distribution of Groundwater

El nivel freático, el límite superior de la zona de saturación, es un elemento muy significativo del sistema de aguas subterráneas. El nivel freático es importante para predecir la productividad de los pozos y explicar los cambios de flujo de las corrientes y los manantiales, así como las fluctuaciones del nivel de los lagos.

Variaciones en el nivel freático

La profundidad del nivel freático es muy variable y puede oscilar entre cero, cuando se sitúa en la superficie, y centenares de metros en algunos lugares. Una característica importante del nivel freático es que su configuración varía según las estaciones y de un año a otro, porque la adición de agua al sistema de aguas subterráneas está estrechamente relacionada con la cantidad, la distribución y la frecuencia de las precipitaciones. Excepto cuando el nivel freático se sitúa en la superficie, no podemos observarlo directamente. Sin embargo, su elevación puede cartografiarse y estudiarse en detalle allí donde los pozos son numerosos porque el nivel del agua en ellos coincide con el nivel freático (Figura 17.6). Estos mapas revelan que el nivel freático

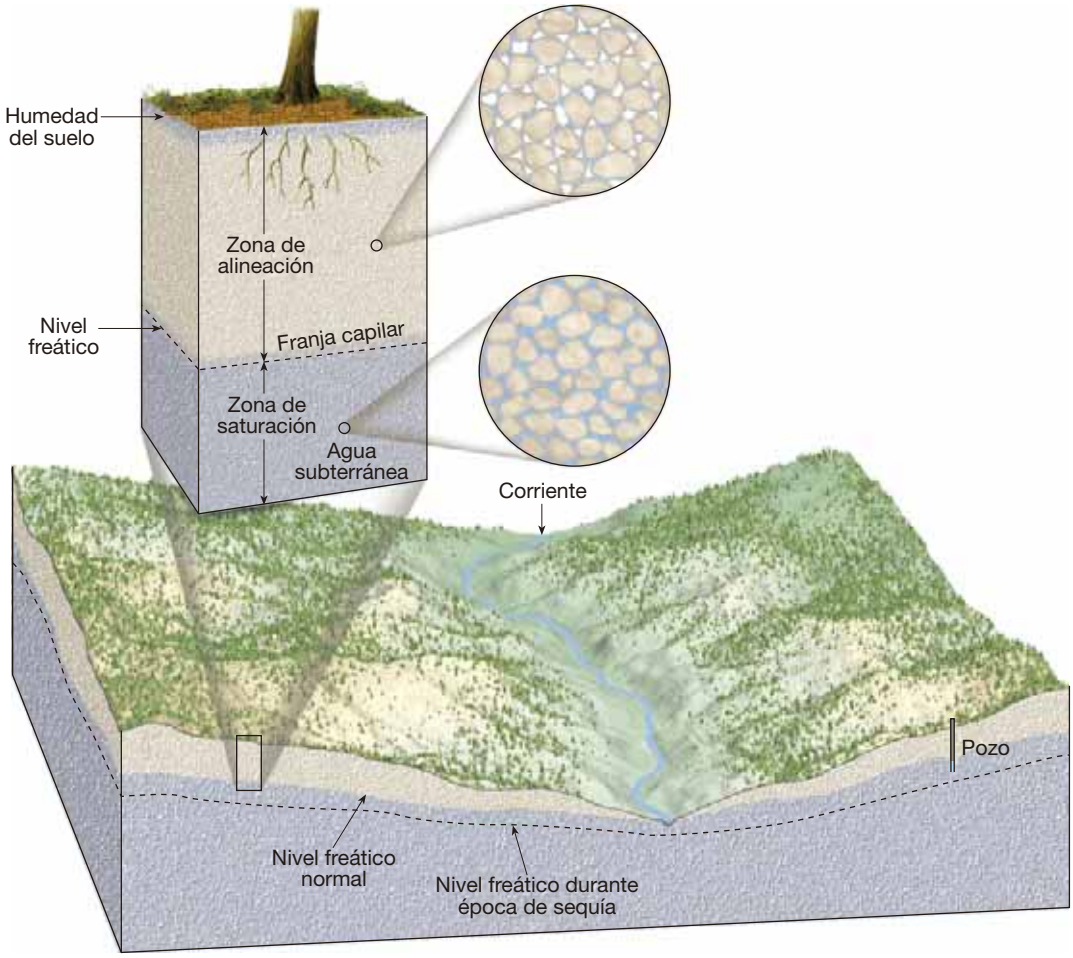


FIGURA 17.5. Distribución del agua subterránea. La forma del nivel freático suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial. Durante los periodos de sequía, el nivel freático desciende, reduciendo el flujo de corriente y secando algunos pozos.

raramente es horizontal, como cabría esperar. En cambio, su forma suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial, alcanzando sus mayores elevaciones debajo de las colinas y luego descendiendo hacia los valles (*véase* Figura 17.5). En las zonas pantanosas, el nivel freático coincide precisamente con la superficie. Lagos y corrientes ocupan generalmente áreas lo bastante bajas como para que el nivel freático esté por encima de la superficie del terreno.

Varios factores contribuyen a la irregularidad superficial del nivel freático. Una influencia importante es el hecho de que el agua subterránea se desplaza muy despacio y a velocidades variables bajo diferentes condiciones. Debido a ello, el agua tiende a «apilarse» debajo de las áreas altas entre valles de corrientes fluviales. Si la lluvia cesara por completo, estas «colinas» de agua freática se hundirían lentamente y se aproximarían de manera gradual al nivel de los valles. Sin embargo, se suele añadir nuevo suministro de agua de lluvia con la suficiente frecuencia como para evitar esto. No obstante, en época de mucha sequía (*véase* Recuadro 17.1), el nivel freático puede descender lo suficiente como para secar los pozos poco profundos (Figura 17.5). Otras causas de la falta de uniformidad del nivel freático son las variaciones de precipitación y permeabilidad de un lugar a otro.

Interacción entre las aguas subterráneas y las corrientes de agua

La interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las corrientes de agua es un eslabón básico del ciclo hidrológico. Puede producirse de tres maneras. Las corrientes pueden recibir agua de la aportación de aguas subterráneas a través del cauce de la corriente. Este tipo de corrientes se denominan **efluentes** (Figura 17.7A). Para que eso suceda, la elevación del nivel freático debe ser mayor que el nivel de la superficie de la corriente. Las corrientes pueden perder agua hacia el sistema de aguas subterráneas por la salida de agua a través del

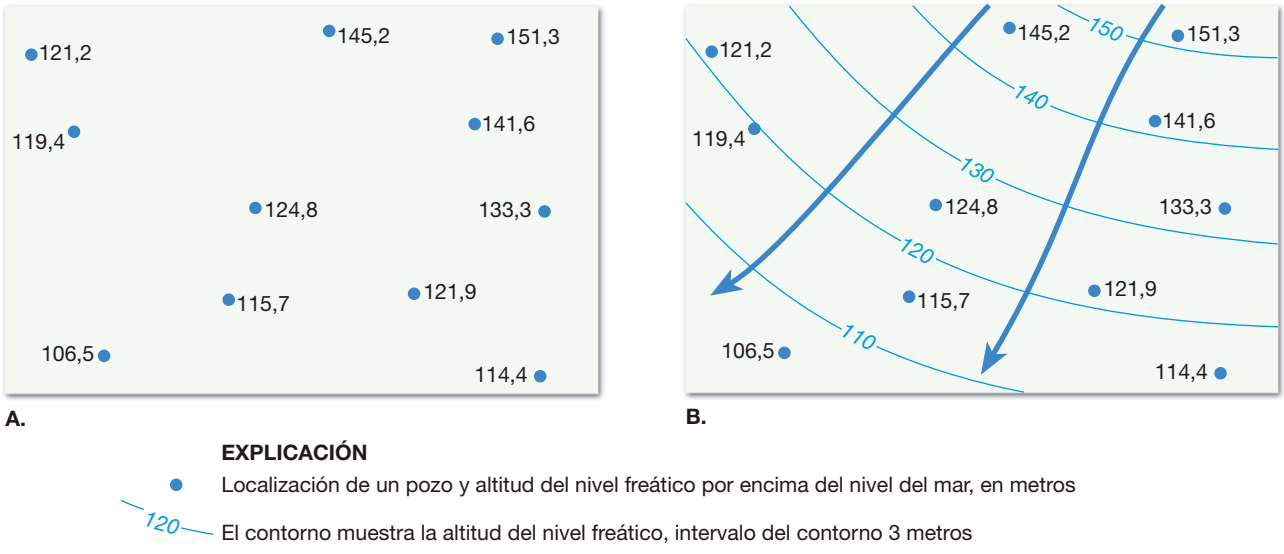


FIGURA 17.6. Preparación de un mapa del nivel freático. El nivel del agua de los pozos coincide con el nivel freático. **A.** En primer lugar, se trazan en un mapa las localizaciones de los pozos y la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. **B.** Estos puntos se utilizan para guiar el trazado de las líneas de contorno del nivel freático a intervalos regulares. En este mapa de muestra el intervalo es de 3 m. Las líneas de circulación del agua subterránea pueden añadirse para mostrar el movimiento del agua en la parte superior de la zona de saturación. El agua subterránea tiende a moverse más o menos perpendicularmente a los contornos y descender la pendiente del nivel freático (Tomado del U. S. Geological Survey).

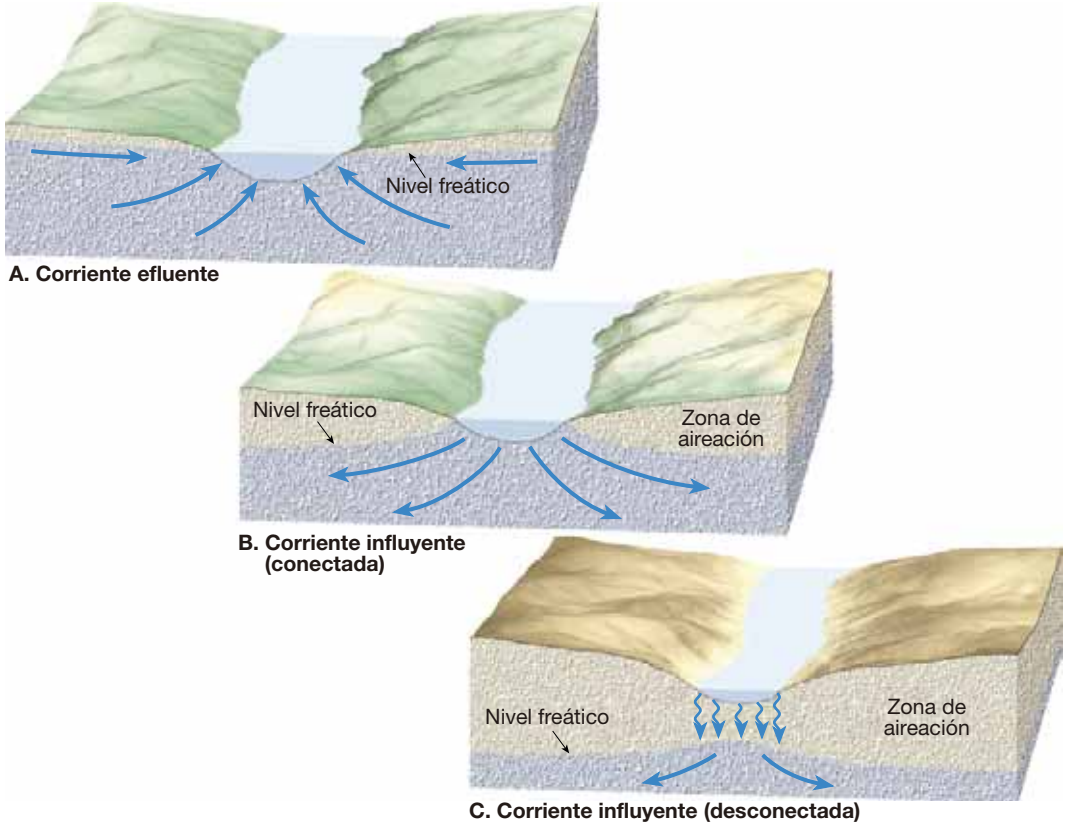


FIGURA 17.7 Interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las corrientes de aguas superficiales. **A.** Las corrientes efluentes reciben agua del sistema de aguas subterráneas. **B.** Las corrientes influyentes pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. **C.** Cuando una zona de aireación separa los ríos de descarga del sistema de aguas subterráneas, puede formarse una protuberancia en el nivel freático.

lecho de la corriente. En esta situación se emplea el término **corriente influyente** (Figura 17.7B, C). Cuando eso sucede, la elevación del nivel freático debe ser inferior a la superficie de la corriente. La tercera posibilidad es una combinación de las dos primeras: una corriente recibe aportaciones de agua en algunas secciones y pierde agua en otras.

Las corrientes influyentes pueden estar conectadas al sistema de aguas subterráneas por una zona saturada continua o pueden estar desconectadas de ese sistema por una zona no saturada. Comparemos las partes B y C de la Figura 17.7. Cuando la corriente está desconectada, el nivel freático tiene un abultamiento apreciable por debajo de la corriente si la velocidad del movimiento del agua a través del cauce y la zona no saturada es mayor que la velocidad a la que las aguas subterráneas se apartan del abultamiento.

En algunos lugares, una corriente puede ser siempre un efluente o influyente. Sin embargo, en muchas situaciones la dirección del flujo puede variar mucho a lo largo de la corriente; algunas secciones reciben agua subterránea y otras pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. Además, la dirección de la corriente puede cambiar durante un intervalo corto de tiempo como consecuencia de tormentas, que añaden agua cerca de la orilla de la corriente o cuando inundaciones instantáneas temporales descienden por el canal.

Las aguas subterráneas contribuyen a las corrientes en la mayoría de contextos geológicos y climáticos. Incluso cuando las corrientes principalmente pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas, determinadas secciones pueden recibir aportación de agua subterránea durante algunas estaciones. En un estudio de 54 corrientes de todas las partes de los Estados Unidos, el análisis indicaba que el 52 por ciento del caudal era aportado por las aguas subterráneas. La aportación de las aguas subterráneas oscilaba entre un bajo 14 por ciento a un máximo del 90 por ciento. Aun así, el agua subterránea es también un importante recurso de agua para lagos y humedales.

FACTORES QUE INFLUYEN EN EL ALMACENAMIENTO Y LA CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La naturaleza de los materiales subsuperficiales influye mucho en la velocidad del movimiento del agua subterránea y en la cantidad de agua subterránea que puede almacenarse. Dos factores son especialmente importantes: la porosidad y la permeabilidad.

Porosidad

El agua empapa el terreno porque el lecho de roca, el sedimento y el suelo contienen innumerables huecos o aperturas. Estas aperturas son similares a las de una esponja y a menudo se denominan poros. La cantidad de agua subterránea que puede almacenarse depende de la **porosidad** del material, que se define como el porcentaje del volumen total de roca o de sedimento ocupado por poros. Los huecos son con más frecuencia espacios que quedan entre las partículas sedimentarias, pero también son comunes las diaclasas, las fallas, las cavidades formadas por disolución de la roca soluble, como la caliza, y las vesículas (vacíos dejados por los gases que escapan de la lava).

Las variaciones de porosidad pueden ser grandes. El sedimento es a menudo bastante poroso y los espacios abiertos pueden ocupar entre el 10 y el 50 por ciento del volumen total del sedimento. El espacio poroso depende del tamaño y la forma de los granos, de cómo están empaquetados, del grado de selección y, en las rocas sedimentarias, de la cantidad de material cementante. Por ejemplo, la arcilla puede tener una porosidad de hasta un 50 por ciento, mientras que algunas gravas pueden tener solo un 20 por ciento de huecos.

Cuando se mezclan sedimentos de diversos tamaños, la porosidad se reduce porque las partículas más finas tienden a llenar las aperturas entre los granos más grandes (*véase* Figura 7.6 en pág. 237). La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, así como algunas rocas sedimentarias, están compuestas por cristales muy unidos, de manera que los huecos entre los granos pueden ser despreciables. En estas rocas, las fracturas proporcionan la porosidad.

Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos

La porosidad, por sí sola, no puede medir la capacidad de un material para producir agua subterránea. La roca o el sedimento pueden ser muy porosos, pero no permitir el movimiento del agua a través de ellos. Los poros deben estar *conectados* para permitir el flujo de agua, y deben ser lo *bastante grandes*. Por tanto, la **permeabilidad** (*permeare* = penetrar) de un material, su capacidad para *transmitir* un fluido, es también muy importante.

El agua subterránea se mueve serpenteando y girando a través de pequeñas aperturas interconectadas. Cuanto menores sean los espacios porosos más lento será el movimiento del agua. Esta idea queda claramente ilustrada al examinar la información sobre el potencial de suministro de agua de diferentes materiales que se muestra en la Tabla 17.2, en la que el agua subterránea se divide en dos categorías: (1) la porción que

Tabla 17.2. Valores seleccionados de porosidad, rendimiento específico y retención específica .

Material	Porosidad	Rendimiento específico	Retención específica
Suelo	55	40	15
Arcilla	50	2	48
Arena	25	22	3
Grava	20	19	1
Caliza	20	18	2
Arenisca (semiconsolidada)	11	6	5
Granito	0,1	0,09	0,01
Basalto (fresco)	11	8	3

Los valores se dan en porcentaje por volumen.
uente U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

drenará bajo la influencia de la gravedad (denominada *porosidad eficaz), y* (2) la parte que es retenida a modo de película sobre las superficies de las partículas y las rocas y en diminutas aperturas (denominada *retención específica).* La porosidad específica indica cuánta agua es realmente asequible para su uso, mientras que la retención específica indica cuánta agua permanece unida al material. Por ejemplo, la capacidad de la arcilla para almacenar agua es grande debido a su gran porosidad, pero sus espacios porosos son tan pequeños que el agua es incapaz de moverse a través de ellos. Por tanto, la porosidad de la arcilla es grande, pero, debido a su baja permeabilidad, la arcilla tiene un rendimiento específico muy bajo.

Los estratos impermeables que obstaculizan o impiden el movimiento del agua se denominan **acuicluidos**. La arcilla es un buen ejemplo. Por otro lado, las partículas más grandes, como la arena o la grava, tienen espacios porosos mayores. Por consiguiente, el agua se mueve con relativa facilidad. Los estratos de roca o sedimentos permeables que transmiten libremente el agua subterránea se denominan **acuíferos** (*aqua* = agua; *fer* = transportar). Las arenas y las gravas son ejemplos comunes.

En resumen, hemos visto que la porosidad no siempre es una guía fiable de la cantidad de agua subterránea que puede producirse y que la permeabilidad es importante para determinar la velocidad de movimiento del agua subterránea y la cantidad de agua que podría bombearse desde un pozo.

CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El movimiento del agua en la atmósfera y sobre la superficie terrestre es relativamente fácil de observar, no así el del agua subterránea. Al principio del capítulo comentamos el concepto erróneo común de que el agua subterránea aparece en ríos subterráneos parecidos a las corrientes de agua superficiales. Aunque existen ríos subterráneos, *no* son frecuentes. En cambio, como aprendimos en las secciones precedentes, existe agua subterránea en los espacios porosos y las fracturas que quedan en las rocas y sedimentos. Por tanto, al contrario de cualquier impresión de flujo rápido que un río subterráneo pueda evocar, el movimiento de la mayor parte del agua subterránea es extraordinariamente lento, de poro a poro. Por extraordinariamente lento entendemos velocidades típicas de unos pocos centímetros al día.

En la Figura 17.8 se muestra un ejemplo sencillo de un *sistema de flujo de agua subterránea*: un cuerpo tridimensional de material terrestre saturado de agua subterránea en movimiento. En esta imagen es posible observar cómo el agua subterránea se mueve a lo largo de una corriente de agua desde las zonas de recarga hasta las de descarga. La descarga también ocurre en manantiales o fuentes, lagos o humedales, y en zonas de la costa donde el agua subterránea se filtra a las bahías o al océano. La transpiración de las plantas cuyas raíces se extienden cerca del nivel freático constituye otra forma de descarga del agua subterránea.

La energía que hace moverse el agua subterránea la proporciona la fuerza de la gravedad. En respuesta a la gravedad, el agua se mueve desde áreas donde el nivel freático es elevado a zonas donde el nivel freático es bajo. Esto significa que el agua gravita hacia un cauce de corriente, lago o manantial. Aunque algo del agua tome el camino más directo hacia debajo de la pendiente del nivel freático, gran parte sigue caminos curvos, largos, hacia la zona de descarga.

En la Figura 17.8 se muestra cómo percola el agua en una corriente desde todas las posibles direcciones. Algunas trayectorias retornan hacia arriba, según parece en contra de la fuerza de la gravedad, y entran por el fondo del cauce. Esto se explica fácilmente: cuanto mayor sea la profundidad en la zona de saturación, mayor será la

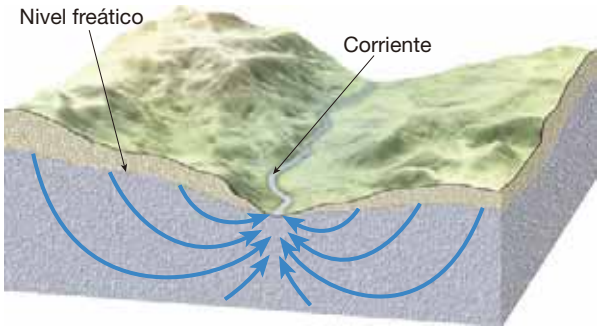


FIGURA 17.8. Las flechas indican el movimiento del agua subterránea a través de material homogéneamente permeable. Se puede pensar en los serpenteos que sigue el agua como algo intermedio entre el empuje descendente de la gravedad y la tendencia del agua a moverse hacia zonas de presión reducida.

presión del agua. Por tanto, los recovecos seguidos por el agua en la zona saturada pueden considerarse como un compromiso entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia áreas de presión reducida. Como consecuencia, a cualquier altura dada, el agua está bajo una presión mayor debajo de una colina que debajo de un cauce de corriente, y el agua tiende a migrar hacia los puntos de menor presión.

La ley de Darcy

Los conceptos modernos de la circulación del agua subterránea fueron formulados a mediados del siglo XIX con el trabajo del ingeniero francés Henri Darcy. Durante este periodo, Darcy realizó mediciones y llevó a cabo experimentos en un intento de determinar si las necesidades hídricas de la ciudad de Dijon, en el centro oriental de Francia, podían satisfacerse con la explotación de las aguas subterráneas de la zona. Entre los experimentos realizados por Darcy hubo uno en el que se demostró que la velocidad del flujo de las aguas subterráneas es proporcional a la pendiente del nivel freático: cuanto más inclinada es la pendiente, más rápido es el movimiento del agua (ya que, cuanto más inclinada es la pendiente, mayor es la diferencia de presión entre dos puntos). La pendiente del nivel freático es conocida como **gradiente hidráulico** y puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Gradiente hidráulico} = \frac{h_1 - h_2}{d}$$

donde h_1 es la elevación de un punto sobre el nivel freático, h_2 la elevación de un segundo punto, y d es la distancia horizontal entre ambos puntos (Figura 17.9).

Darcy también experimentó con diferentes materiales como arena gruesa y arena fina, midiendo la velocidad del flujo a través de tubos llenos de sedimentos inclinados a varios ángulos. Descubrió que la velocidad del flujo variaba con la permeabilidad del sedimento: las aguas subterráneas fluyen con mayor velocidad a través de los sedimentos con una mayor permeabilidad que a través de los materiales con ella menor. Este factor es conocido como **conductividad hidráulica** y es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.

Para determinar el caudal (Q), es decir, el volumen real de agua que fluye a través de un acuífero en un momento determinado, se utiliza la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{KA(h_1 - h_2)}{d}$$

donde $\frac{h_1 - h_2}{d}$ es el gradiente hidráulico. K es el coeficiente que representa la conductividad hidráulica y A es el área transversal del acuífero. Esta expresión se ha denominado **ley de Darcy** en honor al científico pionero francés.

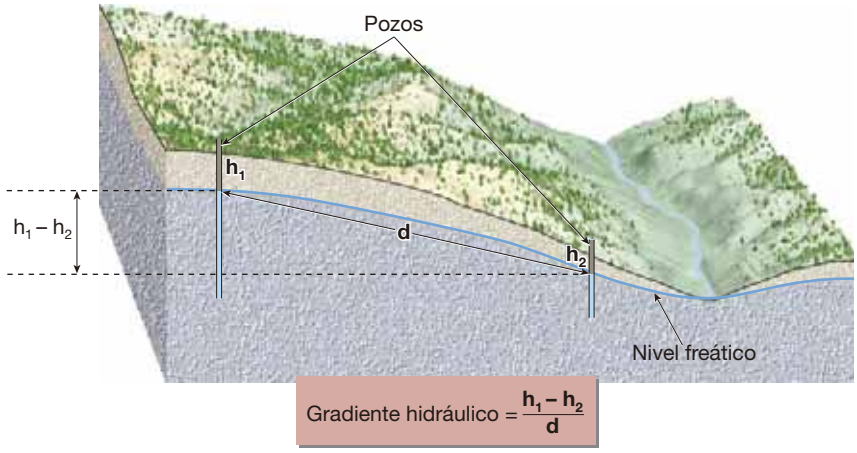


FIGURA 17.9. El gradiente hidráulico se determina midiendo la diferencia de elevación entre dos puntos del nivel freático ($h_1 - h_2$) dividida por la distancia entre ellos, d. Los pozos se utilizan para determinar la altura del nivel freático.

La Tierra como sistema

El impacto de la sequía en el sistema hidrológico*

RECUADRO 17.1

La *sequía* es un periodo de tiempo anormalmente seco que persiste lo suficiente como para producir un desequilibrio hidrológico significativo, como daños en las cosechas o restricciones en el suministro de agua. La gravedad de la sequía depende del grado de carencia de humedad, su duración y el tamaño de la zona afectada.

Durante el verano de 2008, la región de Oklahoma Panhandle y parte de los estados vecinos experimentaron una *excepcional sequía* (Figura 17.A), resultado de muchos meses de escasa lluvia, altas temperaturas y con vientos desecantes. Una sequía tan dura es un acontecimiento que tiene lugar «una vez cada cincuenta años». La climatología en el Panhandle occidental fue similar o más seca a la que se vivió en la zona durante la Dust Bowl en los años 1930. Las cosechas se echaron a perder y los pastizales estaban tan deteriorados que muchos granjeros se vieron forzados a vender sus rebaños.

Aunque los desastres naturales como las inundaciones y los huracanes suelen generar más atención, los periodos de sequía pueden ser igual de devastadores y tener un precio más alto. De media, los periodos de sequía cuestan a los Estados Unidos entre 6.000 y 8.000 millones de dólares anuales, mientras que las inundaciones cuestan 2.400 millones de dólares y los huracanes, entre 1.200 y 4.800 millones de dólares. Se calculó que las pérdidas económicas directas causadas por un periodo de sequía en 1988 ascendieron a 40.000 millones de dólares.

La sequía se distingue de otros peligros naturales de maneras diferentes. En primer lugar, se produce de una manera gradual, «progresiva», lo cual dificulta la determinación del principio y el final del fenómeno. Los efectos de la sequía se acumulan lentamente durante un largo periodo de tiempo y a veces duran años hasta que la sequía termina. En segundo lugar, no existe una definición precisa y universalmente aceptada de sequía. Eso se añade a la confusión de si realmente se está produciendo sequía o no y, en caso afirmativo, cuál es su gravedad. En tercer lugar, la sequía raramente produce daños estructurales; por tanto, sus efectos sociales y económicos son menos evidentes que los daños provocados por otros desastres naturales.

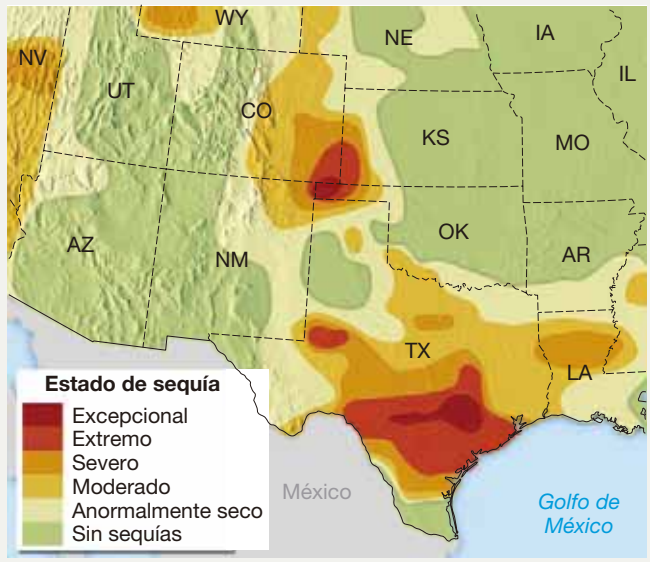


FIGURA 17.A. Mapa de sequías del National Drought Mitigation Center en agosto del 2008. El año anterior había sido el más seco en Oklahoma Panhandle desde que comenzaron los registros en 1921. El centro y sur de Texas también experimentaron una sequía extrema y excepcional. Este tipo de mapa está elaborado utilizando una mezcla de varios criterios como las precipitaciones, la humedad del suelo, los niveles de agua de las reservas y los mapas por satélite de la salud de la vegetación (NASA).

Las definiciones reflejan cuatro aproximaciones básicas para medir la sequía: la meteorológica, la agrícola, la hidrológica y la socioeconómica. La *sequía meteorológica* está relacionada con el grado de sequedad según la salida de las precipitaciones de los valores normales y la duración del periodo seco. La *sequía agrícola* suele enlazarse a un déficit de humedad del suelo. La necesidad hidrológica de una planta depende de las condiciones meteorológicas predominantes, las características biológicas de la planta en particular, su estadio de crecimiento y las diferentes propiedades del suelo. La *sequía hidrológica* se refiere a las carencias en el suministro de agua superficial y subterránea. Se mide como niveles de circulación del agua, de lagos, de embalses y de aguas subterráneas. Hay un vacío temporal entre el inicio de las condiciones secas y una caída del nivel de circulación del agua, o la disminución de los niveles de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Por tanto, las mediciones hidrológicas no son los primeros indicadores de sequía. La *sequía socioeconómica* es un reflejo de lo que sucede cuando una restricción física de agua afecta a las personas. La sequía socioeconómica se produce cuando la demanda de un bien económico excede la oferta como consecuencia de una disminución del suministro de agua. Por ejemplo, la sequía puede provocar una disminución significativa de la producción de energía hidroeléctrica, que, a su vez, puede precisar de la transformación a combustibles fósiles más caros o recortes significativos de energía.

Hay una serie de impactos asociados con la sequía meteorológica, agrícola e hidrológica (Figura 17.B). Cuando la sequía meteorológica empieza, el sector agrícola suele ser el primer afectado, debido a su gran dependencia de la humedad del suelo. La humedad del suelo se reduce rápidamente durante periodos largos de sequía. Si persiste la carencia de precipitaciones, quienes dependen de los ríos, los embalses, los lagos y las aguas subterráneas pueden quedar afectados.

Cuando la precipitación vuelve a los niveles normales, la sequía meteorológica llega a su fin. Primero se repone la humedad del suelo, luego la circulación del agua, los embalses y lagos, y, por último, las aguas subterráneas. Por tanto, los impactos de la sequía pueden disminuir rápidamente en

---

Basado en parte en el material preparado por el Centro Americano de Mitigación de la Sequía (http://drought.unl.edu)

FIGURA 17.B. Secuencia de los impactos de la sequía. Después del comienzo de la sequía meteorológica, la agricultura es la primera afectada, seguida de las reducciones de la circulación del agua y los niveles hidrológicos de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Al terminar la sequía meteorológica, la sequía agrícola acaba cuando se repone la humedad del suelo. La sequía hidrológica tarda un tiempo considerablemente mayor en acabar.

el sector agrícola gracias a la dependencia de la humedad del suelo, pero pueden alargarse durante meses o años en otros sectores que dependen de los suministros almacenados de agua superficial o subterránea. Los usuarios de las aguas subterráneas, que suelen ser los últimos afectados tras el inicio de la sequía meteorológica, también pueden ser los últimos en volver a los niveles hidrológicos normales. La duración del periodo de recuperación depende de la intensidad de la sequía meteorológica, su duración y la cantidad de precipitación recibida al finalizar la sequía.

Los impactos sufridos a causa de la sequía son producto del acontecimiento meteorológico, así como de la vulnerabilidad social a periodos de carencia de precipitaciones. Dado que la demanda de agua aumenta como consecuencia del crecimiento de la población y las migraciones regionales, cabe esperar que en el futuro las sequías produzcan mayores impactos, haya o no un aumento de la frecuencia o la intensidad de la sequía meteorológica.

Diferentes escalas de movimiento

La extensión de los sistemas de flujo de agua subterránea oscila entre unos pocos kilómetros cuadrados o menos, a decenas de miles de kilómetros cuadrados. La longitud de las líneas de flujo va de unos pocos metros a decenas y a veces cientos de kilómetros. La Figura 17.10 es un corte transversal de una región hipotética en la que un profundo sistema de flujo de agua subterránea está cubierto por, y conectado a, varios sistemas de flujo locales menos profundos. La geología del subsuelo exhibe una complicada disposición de unidades de acuíferos con una elevada conductividad hidráulica y unidades de acuicluidos de baja conductividad.

Si empezamos en la parte superior de la Figura 17.10, las flechas azules representan el movimiento del agua en los diferentes sistemas de agua subterránea locales que tiene lugar en el acuífero de nivel freático superior. Están separados por divisorias de agua subterránea en el centro de las colinas y descargan en la masa de agua superficial más cercana. Por debajo de estos sistemas más superficiales, las flechas rojas muestran el movimiento acuático en un sistema un poco más profundo donde el agua subterránea no descarga en la masa de agua superficial más cercana, sino en una un poco más distante. Por último, las flechas negras muestran el movimiento de agua subterránea en un sistema regional profundo que se encuentra bajo los más superficiales y está conectado a ellos. La escala horizontal de la figura podría oscilar entre decenas y cientos de kilómetros.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cómo se compara la velocidad de movimiento del agua subterránea con la de las corrientes de agua superficiales?

Los órdenes de magnitud para la velocidad del flujo de agua subterránea son en general menores que los de las corrientes de agua superficiales. Una velocidad de unos 30 cm o más al día es una tasa elevada de movimiento para el agua subterránea, con velocidades que pueden ser tan bajas como de 30 cm anuales o en una década. Por el contrario, las velocidades del agua superficial por lo general se miden en centímetros por segundo. Una velocidad de 30 cm por segundo es igual a unos 26 km al día.

MANANTIALES O FUENTES

GEODE EARTH
GROUNDWATER
▸ Springs and Wells

Los manantiales han despertado la curiosidad y maravillado a los seres humanos durante miles de años. El hecho de que los manantiales fueran, y para algunas personas todavía sean, fenómenos bastante misteriosos, no es difícil de entender, porque se trata de agua que fluye libremente desde el terreno en todo tipo de climas en una cantidad aparentemente inagotable, pero sin un origen obvio.

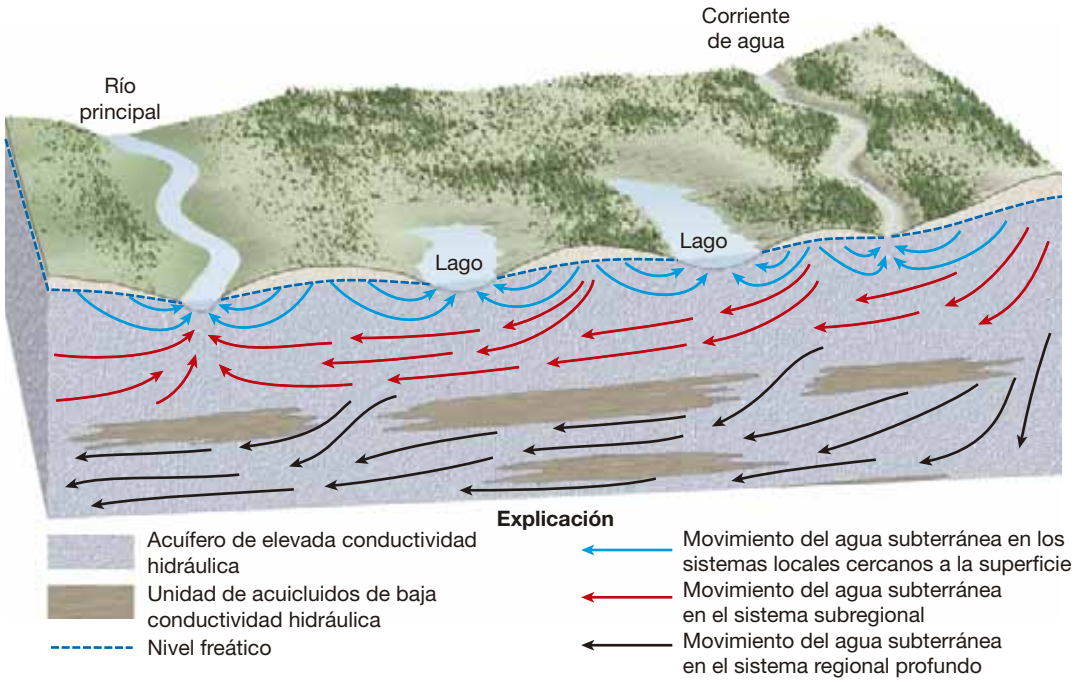


FIGURA 17.10. Un sistema de flujo de agua subterránea hipotético, con subsistemas a diferentes niveles. Las variaciones en la topografía superficial y en la geología del subsuelo pueden producir una situación compleja. La escala horizontal de la figura podría oscilar entre decenas y cientos de kilómetros (De la U.S. Geological Survey).

Solo a mediados del siglo XVII, el físico francés Pierre Perrault, invalidó la antigua suposición de que la precipitación no podía explicar de manera adecuada la cantidad de agua que manaba de los manantiales y fluía a los ríos. Durante varios años, Perrault calculó la cantidad de agua que cayó en la cuenca del río Sena. Calculó luego la escorrentía anual media midiendo el caudal del río. Después de tener en cuenta la pérdida de agua por evaporación, demostró que quedaba suficiente agua para alimentar los manantiales. Gracias a los esfuerzos pioneros de Perrault y a las determinaciones realizadas por muchos después de él, sabemos ahora que el origen de los manantiales es el agua procedente de la zona de saturación y que la fuente de esta agua son las precipitaciones.

Cuando el nivel freático intersecta la superficie terrestre, se produce un flujo natural de salida del agua subterránea, que se denomina **manantial** (Figura 17.11). Los manantiales, como el que se muestra en la Figura 17.11, se forman cuando un acuicluido detiene la circulación descendente del agua subterránea y la obliga a moverse lateralmente. Allí donde aflora un estrato permeable, aparece un manantial. Otra situación que lleva a la formación de una fuente es la ilustrada en la Figura 17.12. Aquí, un acuicluido se sitúa por encima del nivel freático principal. Conforme el agua se filtra hacia abajo, una porción de ella es interceptada por el acuicluido, creando así una zona local de saturación y un **nivel freático colgado**.

Los manantiales, sin embargo, no están confinados a lugares donde un nivel freático colgado crea un flujo hacia la superficie. Muchas situaciones geológicas llevan a la formación de manantiales porque las condiciones subterráneas varían mucho de un lugar a otro. Incluso en áreas donde las capas subyacentes son rocas cristalinas impermeables, pueden existir zonas permeables en forma de fracturas o canales de disolución. Si

FIGURA 17.11. Thousand Springs en el río Snake en Hagerman Valley, Idaho (Foto de David R. Frazier/Alamy).

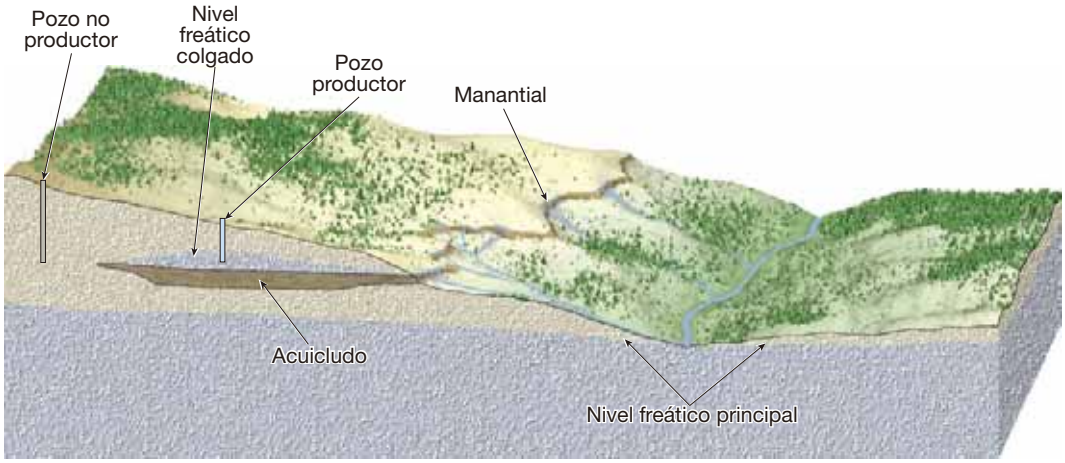


FIGURA 17.12. Cuando un acuicludo está situado por encima del nivel freático principal, puede producirse una zona de saturación localizada. Donde el nivel freático colgado hace intersección con la ladera del valle, fluye un manantial. El nivel freático colgado también hizo que el pozo de la derecha diera agua, mientras que el de la izquierda no producirá agua a menos que sea perforado a mayor profundidad.

estas aperturas se llenan con agua y hacen intersección con la superficie de terreno a lo largo de una pendiente, se producirá un manantial.

FUENTES TERMALES Y GÉISERES

Por definición, el agua de una **fuente termal** está entre 6 y 9 °C más caliente que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparece. Solo en Estados Unidos, hay más de 1.000 de estas fuentes (Figura 17.13).

Las temperaturas de las minas profundas y de los pozos petrolíferos normalmente se elevan, al aumentar la profundidad, una media de unos 2 °C cada 100 m. Por consiguiente, cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si se eleva a la superficie, el agua puede emerger como una fuente termal. El agua de algunas fuentes termales del este de Estados Unidos se calienta de esta manera. Sin embargo, la gran mayoría (más del 95 por ciento) de las fuentes termales (y géiseres) de Estados Unidos se encuentra en el oeste (Figura 17.13). La razón para esta distribución es que la fuente de calor de la mayoría de las fuentes termales es el enfriamiento de las rocas ígneas, y es en el oeste donde la actividad ígnea se produjo más recientemente.

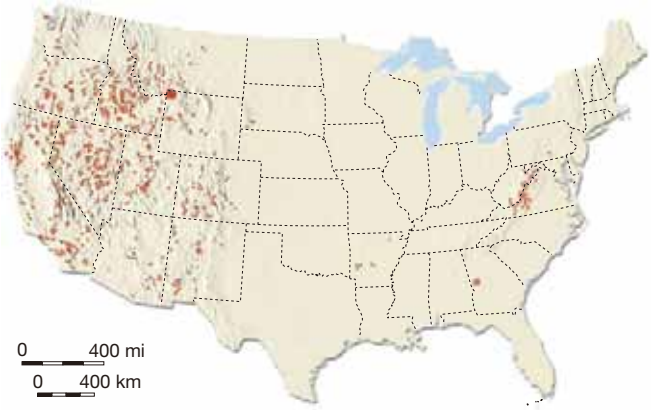


FIGURA 17.13 Distribución de las fuentes termales y de los géiseres en Estados Unidos. Obsérvese la concentración en el oeste, donde la actividad ígnea ha sido más reciente (De G. A. Waring, U. S. Geological Survey Professional Paper 492, 1965).

Los **géiseres** son fuentes termales intermitentes en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo 30-60 m en el aire. Después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un rugido atronador. Quizá el géiser más famoso del mundo es el Old Faithful del Parque Nacional Yellowstone (Figura 17.14). La gran abundancia, diversidad y naturaleza espectacular de los géiseres de Yellowstone y otras características térmicas fueron indudablemente la razón principal para que se convirtiera en el primer parque nacional de Estados Unidos. También se encuentran géiseres en otras partes del mundo, sobre todo en Nueva Zelanda e Islandia. De hecho, la palabra islandesa *geysa*, que significa salir a chorros, nos proporcionó el nombre de «géiser».

Los géiseres aparecen donde existen extensas cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas calientes. En la Figura 17.15 se muestra cómo funcionan. Cuando agua subterránea relativamente fría entra en las cámaras, se calienta gracias a la roca circundante. En el fondo de las cámaras, el agua está bajo una gran presión debido al peso del agua suprayacente. Esta gran presión evita que el agua hierva a la temperatura superficial normal de 100 °C. Por ejemplo, el agua del fondo de una cámara

FIGURA 17.14. Old Faithful en Yellowstone es uno de los géiseres más famosos del mundo. Cada erupción dura de 1,5 a 5 minutos más o menos. Expulsa hasta unos 32.000 l de agua caliente y vapor hacia arriba, hasta unos 55 m (Foto de Jeff Vanuga/Corbis).

llena de agua situada a 300 m debe alcanzar casi 230 °C antes de hervir. El calentamiento hace que el agua se expanda, con el resultado de que algo del agua se ve forzado a salir a la superficie. Esta pérdida de agua reduce la presión de la que queda en la cámara, lo que reduce el punto de ebullición. Una porción del agua que hay en profundidad dentro de la cámara se convierte rápidamente en vapor y el géiser entra en erupción (Figura 17.15). Después de la erupción, agua subterránea fría vuelve a entrar en la cámara y el ciclo vuelve a empezar.

Cuando el agua subterránea de las fuentes termales y los géiseres fluye hacia fuera en la superficie, el material en disolución suele precipitar, produciendo una acumulación de roca sedimentaria química. El material depositado en cualquier lugar determinado refleja habitualmente la composición química de la roca a través de la cual el agua circuló. Cuando el agua contiene sílice disuelta, se deposita alrededor de la fuente un material denominado *toba silícea* o *geiserita.* Cuando el agua contiene disuelto carbonato cálcico, se deposita una forma de caliza que se denomina *travertino* o *toba calcárea.* El último término se utiliza si el material es esponjoso y poroso.

Los depósitos de las fuentes termales Mammoth del Parque Nacional Yellowstone son más espectaculares que la mayoría (Figura 17.16). Conforme el agua caliente fluye hacia arriba a través de una serie de canales y luego a la superficie, la presión reducida permite que se separe el dióxido de carbono y escape del agua. Esta pérdida hace que el agua se sobresature en carbonato cálcico, que entonces precipita. Además de contener sílice y carbonato cálcico disueltos, algunas fuentes termales contienen azufre, que proporciona al agua un

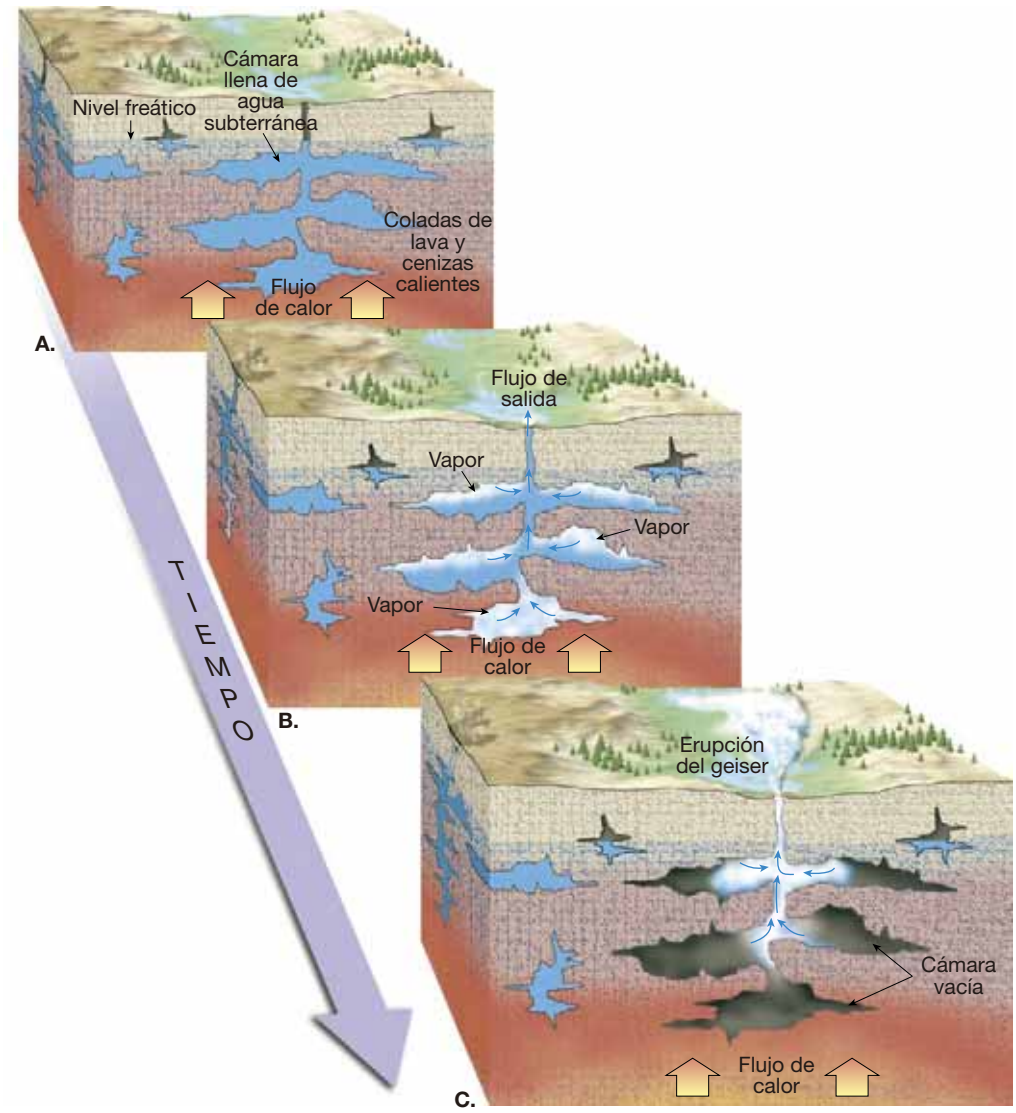


FIGURA 17.15 Diagramas idealizados de un géiser. Un géiser puede formarse si el calor no se distribuye por convección. **A.** En esta figura, el agua situada cerca del fondo se calienta hasta casi su punto de ebullición. El punto de ebullición es más alto allí que en la superficie, porque el peso del agua que tiene por encima aumenta la presión. **B.** El agua situada por encima en el sistema géiser también se calienta. Por consiguiente, se expande y fluye hacia arriba, reduciendo la presión del agua situada en el fondo. **C.** Al reducirse la presión en el fondo, se produce la ebullición. Algo del agua del fondo sale en forma de vapor y el vapor expansivo produce una erupción.

mal sabor y un olor desagradable. Indudablemente la fuente Rotten Egg (huevo podrido) de Nevada es de este tipo.

A veces los alumnos preguntan...

¿Es realmente el géiser Old Faithful tan fiable como dice todo el mundo?

Mucha gente dice que las erupciones del Old Faithful se producen con tanta fiabilidad (cada hora a la hora en punto) que sirven para poner en hora los relojes. Esta es la leyenda pero no es cierta. Los intervalos entre las erupciones varían de unos 65 minutos a más de 90, y por lo general han aumentado con el paso del tiempo debido a cambios en las cañerías del géiser.

POZOS

GEODE EARTH
GROUNDWATER
▸ Springs and Wells

El método más común para extraer agua subterránea es el **pozo,** un agujero taladrado en la zona de saturación (Figura 17.17). Los pozos sirven a modo de pequeños depósitos a los cuales migra el agua subterránea y de los cuales puede bombearse a la superficie. La utilización de pozos se remonta a muchos siglos y sigue siendo un método importante para la obtención de agua en la actualidad. Con mucho, la utilización principal

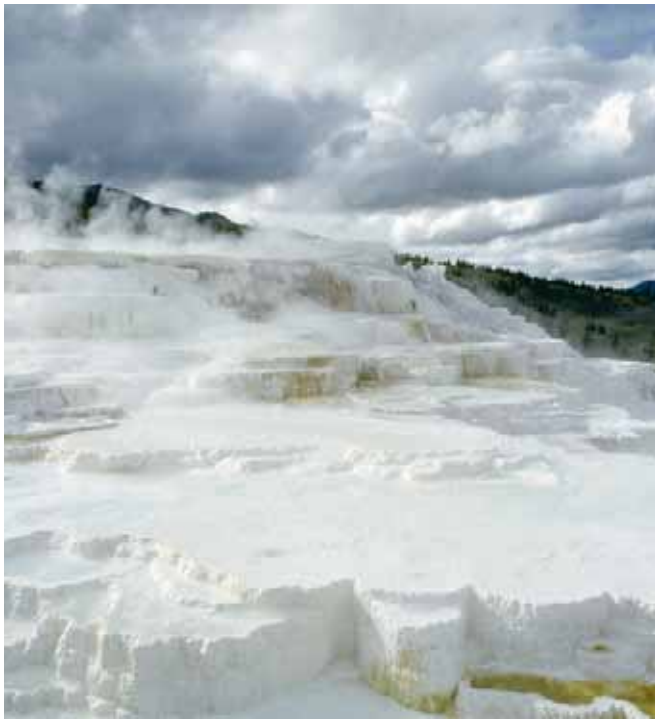


FIGURA 17.16. Las fuentes termales Mammoth en el Parque Nacional de Yellowstone. Aunque la mayoría de los depósitos que se asocian a los géiseres y las fuentes termales en el parque de Yellowstone son de geiserita rica en sílice, los depósitos de las fuentes termales de Mammoth están compuestos por un tipo de caliza llamada travertino (Foto de Stephen Trimble).

de esta agua en Estados Unidos es la irrigación para la agricultura. Más del 65 por ciento del agua subterránea utilizada cada año se emplea para este fin. El nivel freático puede fluctuar considerablemente a lo largo de un año, descendiendo durante las estaciones secas y elevándose tras los periodos de lluvia. Por consiguiente, para asegurar un abastecimiento continuo de agua, un pozo debe penetrar debajo del nivel freático. Cuando se extrae agua de un pozo, el nivel freático alrededor del pozo se reduce. Este efecto, denominado **descenso de nivel**, disminuye al aumentar la distancia desde el pozo. El resultado es una depresión en el nivel freático, de forma aproximadamente cónica, conocida como **cono de depresión** (Figura 17.18). Dado que el cono de depresión aumenta el gradiente hidráulico cerca del pozo, el agua subterránea fluirá más deprisa hacia la apertura. Para la mayoría de los pozos domésticos más pequeños, el cono de depresión es despreciable. Sin embargo, cuando los pozos están siendo bombeados con mucha intensidad para el regadío o con fines industriales, la extracción del agua puede ser lo bastante grande como para crear un cono de depresión muy ancho y empinado. Esto puede reducir sustancialmente el nivel freático de un área y secar los pozos poco profundos de los alrededores. En la Figura 17.18 se ilustra esta situación.

FIGURE 17.17. Los pozos son la forma más común de obtener agua subterránea (Foto de ASP/YPP/agefotostock).

La excavación de un pozo satisfactorio es un problema familiar para las personas que viven en áreas donde el agua subterránea es la fuente principal de abastecimiento. Un pozo puede ser satisfactorio a una profundidad de 10 m, mientras que un vecino puede tener que profundizar dos veces más para encontrar un abastecimiento adecuado. Otros pueden verse

A veces los alumnos preguntan…

He oído decir que los suministros de agua subterránea pueden localizarse utilizando un palo bifurcado. ¿Realmente se puede hacer así?

Lo que describe es una práctica denominada «hidroscopia». En el método clásico, una persona, zahorí, sosteniendo un palo bifurcado, anda de un lado a otro sobre una zona. Cuando se detecta agua, se supone que la parte inferior de la «Y» percibe una atracción hacia abajo.

Los geólogos y los ingenieros, como poco, dudan. Las historias de casos y las demostraciones pueden parecer convincentes, pero cuando la hidroscopia se somete al escrutinio científico, fracasa. Los ejemplos más «satisfactorios» de hidroscopia se producen en lugares donde sería difícil que el agua pasara desapercibida. En una región con las lluvias adecuadas y una geología favorable, ¡es difícil perforar y no encontrar agua!

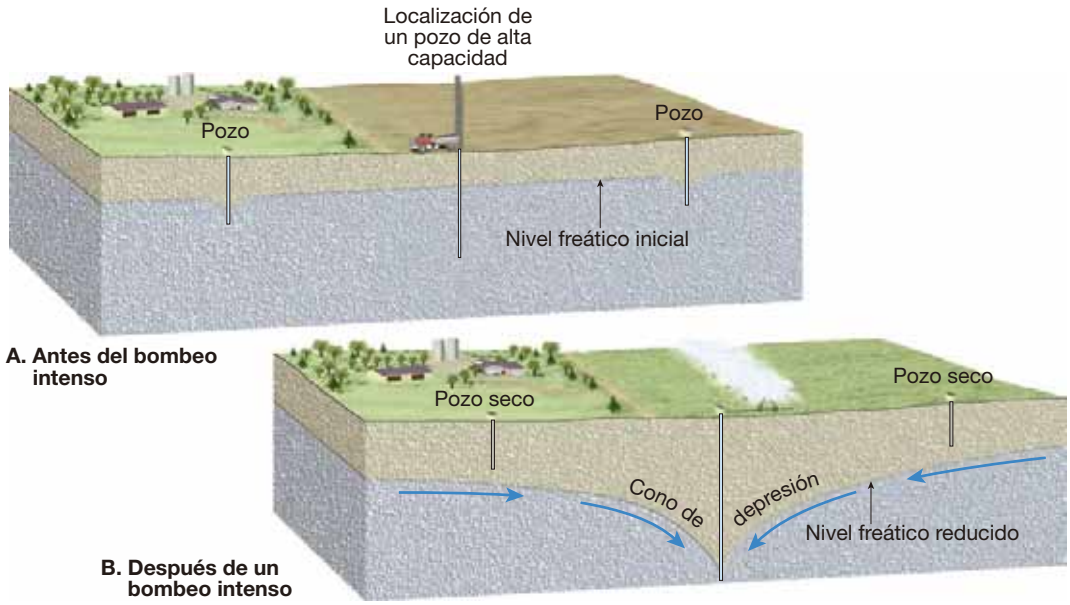


FIGURA 17.18. Suele formarse un cono de depresión en el nivel freático alrededor de un pozo de bombeo. Si un bombeo intenso reduce el nivel freático, pueden secarse los pozos superficiales.

obligados a llegar a mayor profundidad o a intentarlo en un sitio diferente. Cuando los materiales subsuperficiales son heterogéneos, la cantidad de agua que un pozo es capaz de proporcionar puede variar mucho en distancias cortas. Por ejemplo, cuando se perforan dos pozos próximos al mismo nivel y solo uno produce agua, puede deberse a la presencia de un nivel freático colgado debajo de uno de ellos. Este caso se muestra en la Figura 17.12. Las rocas metamórficas e ígneas masivas proporcionan un segundo ejemplo. Estas rocas cristalinas no suelen ser muy permeables, excepto cuando son cortadas por muchas diaclasas y fracturas que intersectan entre sí. Por consiguiente, cuando un pozo perforado en una roca de este tipo no se encuentra con una red adecuada de fracturas, es probable que sea improductivo.

POZOS ARTESIANOS

GEODE EARTH

GROUNDWATER
▸ Springs and Wells

En la mayoría de los pozos, el agua no puede ascender por sí misma. Si el agua se encuentra por primera vez a 30 m de profundidad, permanecerá a ese nivel, fluctuando quizá un metro o dos con los periodos estacionales de humedad y sequía. Sin embargo, en algunos pozos, el agua asciende, derramándose a veces por la superficie. Estos pozos son abundantes en la región *Artois* del norte de Francia y por eso denominamos a estos pozos autoascendentes *artesianos.*

Para muchas personas el término *artesiano* se aplica a cualquier pozo perforado a grandes profundidades. Este uso del término es incorrecto. Otros creen que un pozo artesiano debe fluir libremente a la superficie. Aunque esta es una idea más correcta que la primera, constituye una definición muy restringida. El término **artesiano** se aplica *a cualquier* situación en la cual el agua subterránea bajo presión asciende por encima del nivel del acuífero. Como veremos, esto no significa siempre una salida de flujo libre a la superficie.

Para que exista un sistema artesiano, deben cumplirse dos condiciones (Figura 17.19): (1) el agua debe estar confinada a un acuífero inclinado, de modo que un extremo pueda recibir agua, y (2) debe haber acuicluidos, encima y debajo del acuífero, para evitar que el agua escape, denominado **acuífero confinado**. Cuando se pincha esta capa, la presión creada por el peso del agua situada encima obligará al agua a elevarse. Si no hay fricción, el agua del pozo se elevará al nivel del agua situada encima del acuífero. Sin embargo, la fricción reduce la altura de la superficie piezométrica. Cuanto mayor sea la distancia desde el área de recarga (donde el agua entra en el acuífero inclinado), mayor será la fricción y menor la elevación del agua.

En la Figura 17.19, el pozo 1 es un **pozo artesiano no surgente**, porque en esta localización la superficie piezométrica está por debajo del nivel del suelo. Cuando la superficie piezométrica está por encima del terreno y el pozo se perfora en el acuífero, se crea un **pozo artesiano surgente** (pozo 2, Figura 17.19). No todos los sistemas artesianos son pozos. También existen *fuentes*

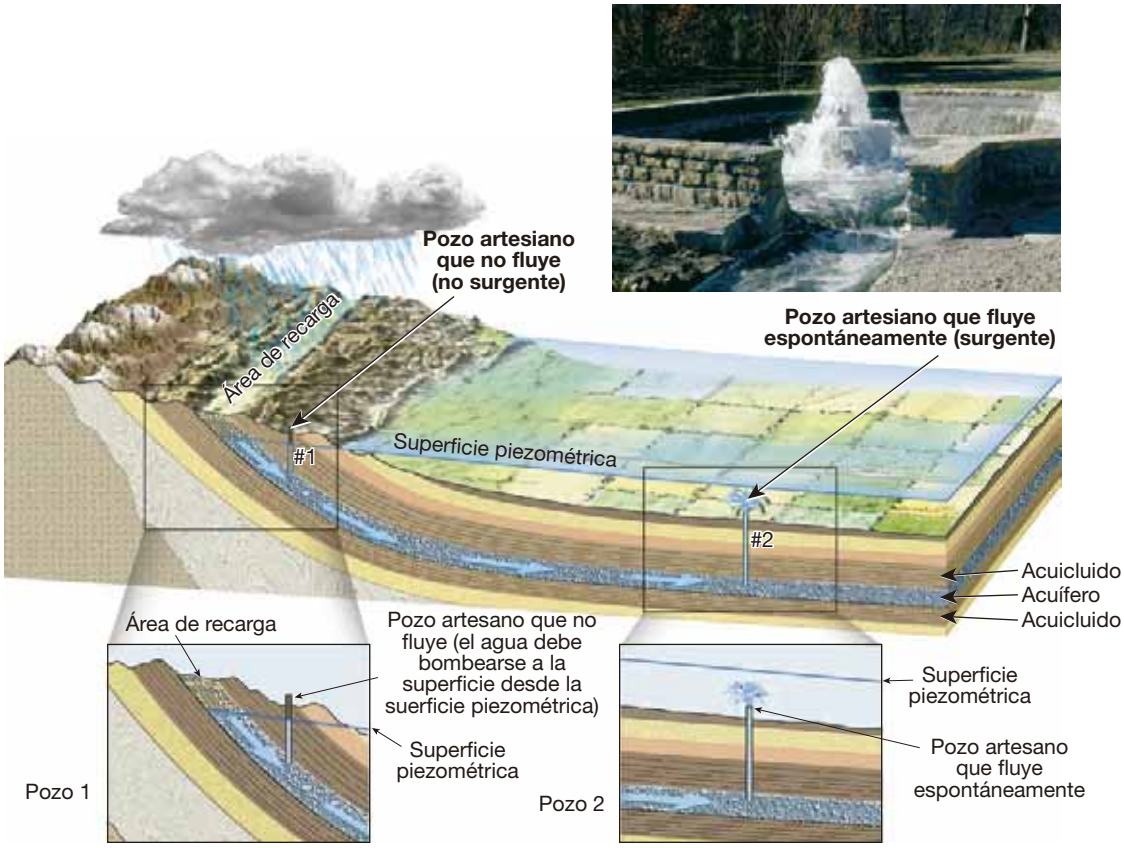


FIGURA 17.19. Los sistemas artesianos se producen cuando un acuífero inclinado está confinado entre estratos impermeables. Este acuífero se denomina *acuífero confinado.* La foto muestra un pozo artesiano que fluye (Foto de James E. Patterson).

artesianas. En este caso, el agua subterránea alcanza la superficie elevándose a través de una fractura natural, en lugar de hacerlo a través de un agujero producido artificialmente.

Los sistemas artesianos actúan como conductos, transmitiendo a menudo el agua a grandes distancias desde áreas remotas de recargas hasta los puntos de descarga. Un sistema artesiano bien conocido en Dakota del Sur es un buen ejemplo de esto. En la parte occidental del estado, los bordes de una serie de capas sedimentarias se han doblado hacia la superficie a lo largo de los flancos de las Black Hills. Una de esas capas, la arenisca Dakota permeable, se encuentra entre capas impermeables y buza gradualmente en el terreno hacia el este. Cuando se pinchó el acuífero por primera vez, el agua brotó a la superficie del terreno, creando fuentes de muchos metros de altura (Figura 17.20). En algunos lugares, la fuerza del agua fue suficiente como para proporcionar energía a turbinas hidráulicas. Sin embargo, escenas como las de la imagen de la Figura 17.20 ya no pueden ocurrir, porque se han perforado miles de pozos adicionales en el mismo acuífero. Esto agotó el depósito, y descendió el nivel freático del área de recarga. Como consecuencia, la presión cayó hasta el punto de que muchos pozos dejaron de fluir y tuvieron que ser bombeados.

A una escala diferente, los sistemas de abastecimiento de las ciudades pueden ser considerados ejemplos de sistemas artesianos artificiales (Figura 17.21). El depósito de agua, en el que se bombea el agua, representaría el área de recarga; las tuberías, el acuífero confinado, y los grifos de las casas, los pozos artesianos surgentes.

PROBLEMAS RELACIONADOS CON LA EXTRACCIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Como ocurre con muchos de nuestros valiosos recursos naturales, el agua subterránea está siendo explotada a un ritmo creciente. En algunas zonas, la sobreexplotación amenaza la existencia del abastecimiento de agua subterránea. En otros lugares, su extracción ha hecho que se hunda el terreno y todo lo que descansaba sobre él. En otros lugares hay preocupación por la posible contaminación del abastecimiento de las aguas subterráneas.

FIGURA 17.20. Pozo artesiano que fluye «en forma de surtidor» en Dakota del Sur a principios del siglo xx. El vapor de agua de una tubería de unos 7,6 cm alcanzó una altura de unos 27 m. En la actualidad se explota el mismo acuífero limitado a través de millares de pozos adicionales; por tanto, la presión ha descendido hasta el punto de que muchos pozos han dejado de fluir por completo y deben bombearse (Foto de N. H. Darton, U. S. Geological Survey).

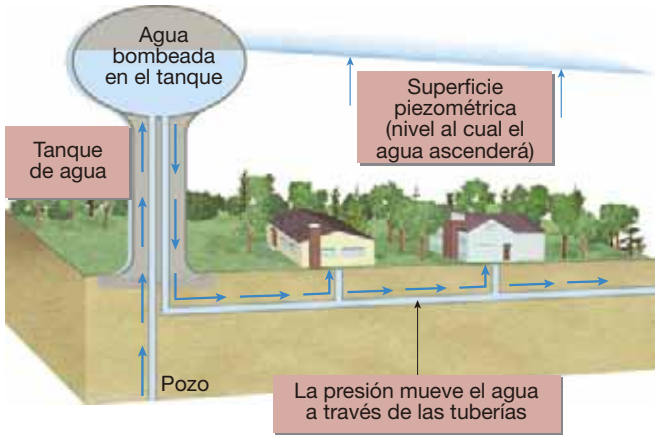


FIGURA 17.21. Los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades pueden considerarse sistemas artesianos artificiales.

Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable

Muchos sistemas naturales tienden a establecer un estado de equilibrio. El sistema de aguas subterráneas no es una excepción. La altura del nivel freático refleja un equilibrio entre la velocidad de infiltración y la velocidad de descarga y extracción. Cualquier desequilibrio elevará o reducirá el nivel freático. Desequilibrios a largo plazo pueden inducir una caída significativa del nivel freático si hay una reducción de la recarga debido a una sequía prolongada o a un aumento de la descarga o la extracción de las aguas subterráneas.

A muchas personas les parece que el agua subterránea es un recurso interminablemente renovable, porque es continuamente rellenado por el agua de la lluvia y el deshielo de la nieve. Pero en algunas regiones, el agua subterránea ha sido y continúa siendo tratada como un recurso *no renovable.* Donde esto ocurre, el agua disponible para recargar el acuífero se queda significativamente corta con respecto a la cantidad que se extrae.

El acuífero de la región de los High Plains (Estados Unidos) proporciona un ejemplo (Figura 17.22). Uno de los acuíferos estadounidenses más extenso y más relevante para la agricultura, subyace bajo unos 450.000 km^2 de terreno en partes de los ocho estados occidentales. Proporciona un 30 por ciento de toda el agua subterránea que se extrae para la irrigación en el país. La precipitación media anual es modesta, oscilando entre los 40 cm en las partes occidentales y unos 71 cm en las orientales. Por otro lado, la velocidad de evaporación es alta: entre unos 150 cm en las zonas más frías al norte de la región a unos 265 cm en las zonas septentrionales más cálidas. Dado que los niveles de evaporación son elevados en relación a las precipitaciones, hay poca agua de lluvia que pueda recargar el acuífero. Por tanto, en aquellas zonas de la región en las que se lleva practicando la irrigación intensa durante bastante tiempo se ha producido un gran agotamiento del agua subterránea, lo que puede comprobarse en la Figura 17.22. La U.S. Geological Survey calcula que durante los últimos 50 a 60 años, el agua que se almacena en el acuífero High Plains descendió unos 250.000 m^3 (25 billones de litros) y un 62 por ciento del descenso total tuvo lugar en Texas.

Subsidencia

Como se verá más tarde en este mismo capítulo, la subsidencia superficial puede ser consecuencia de procesos naturales relacionados con el agua subterránea. Sin embargo, el terreno puede hundirse también cuando el agua se bombea desde los pozos más rápidamente de lo que pueden reemplazarla los procesos de recarga

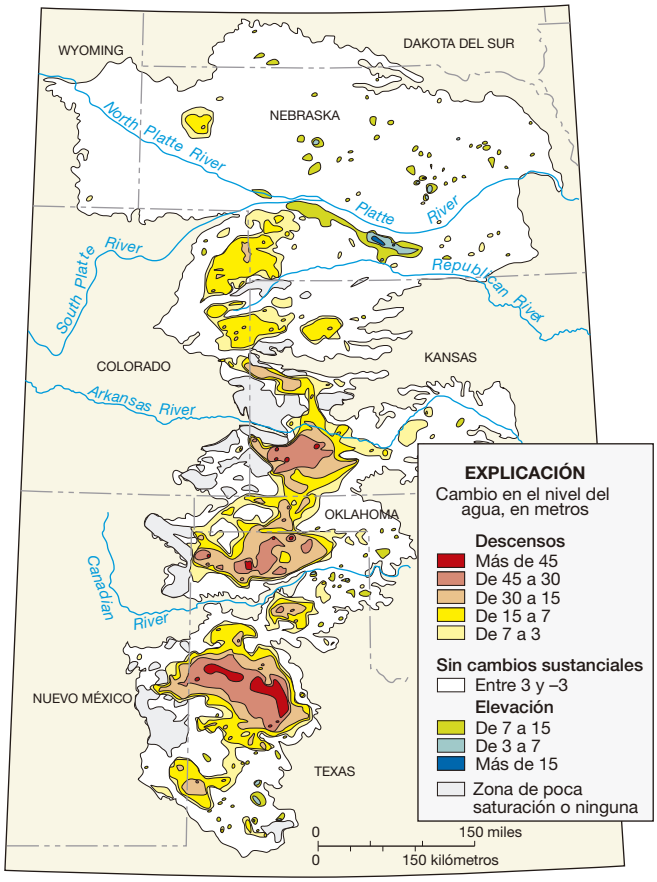


FIGURA 17.22. Fluctuación en los niveles de agua subterránea en el acuífero de High Plains desde antes del desarrollo al 2005. El bombeo masivo para la irrigación ha provocado un descenso del nivel del agua de unos 30 m en zonas de Kansas, Oklahoma, Texas, y Nuevo México. El aumento del nivel del agua se ha producido donde se emplea agua superficial para la irrigación, como a lo largo del río Platte en Nebraska (De la U.S. Geological Survey).

natural. Este efecto es particularmente pronunciado en áreas con estratos potentes de sedimentos no consolidados superpuestos. Conforme se extrae el agua, la presión del agua desciende y el peso de la sobrecarga se transfiere al sedimento. La mayor presión compacta herméticamente los granos de sedimento y el terreno se hunde. El tamaño de la zona afectada por esta subsidencia es significativo. En los estados contiguos, ya son casi unos 26.000 km^2, ¡un área casi del tamaño de Massachusetts!

Pueden utilizarse muchas zonas para ilustrar la subsidencia del terreno causada por el bombeo excesivo del agua subterránea a partir de sedimento relativamente suelto. Un ejemplo clásico en Estados Unidos se produjo en el valle de San Joaquín, en California, y se comenta en el Recuadro 17.2. Existen muchos otros casos de subsidencia de terreno debido a bombeo del agua subterránea en Estados Unidos, entre ellos Las Vegas, Nevada; Nueva Orleans y Baton Rouge, Luisiana; partes de Arizona del sur; y el área Houston-Galveston de Texas. En el área costera baja entre Houston y Galveston, la subsidencia del terreno oscila entre 1,5 m y 3 m. El resultado es que alrededor de 78 km^2 están permanentemente inundados.

Fuera de Estados Unidos, uno de los ejemplos más espectaculares de subsidencia se produjo en la ciudad de México, que está construida en lo que antes era el fondo de un lago. En la primera mitad del siglo XX se perforaron miles de pozos en los sedimentos saturados de agua debajo de la ciudad. A medida que se iba extrayendo el agua, zonas de la ciudad se hundieron hasta 6 o 7 m. En algunos lugares, los edificios se han hundido hasta tal punto que el acceso a ellos desde la calle se realiza por donde ¡antes era el segundo piso!

Contaminación salina

En muchas áreas costeras, el recurso de las aguas subterráneas está siendo amenazado por la intrusión de agua de mar. Para entender este problema, debemos examinar la relación entre el agua subterránea dulce y el agua subterránea salada. La Figura 17.23A es un diagrama de un corte que ilustra esta relación en un área costera situada encima de materiales homogéneos permeables. El agua dulce es menos densa que el agua salada,

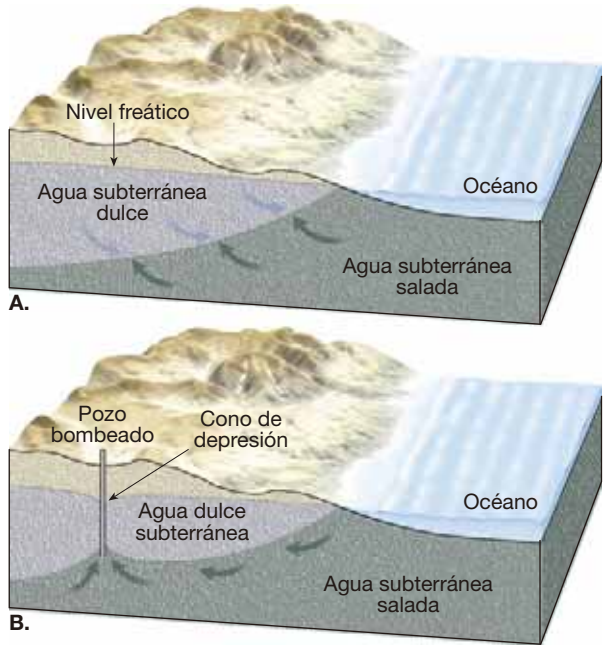


FIGURA 17.23. **A.** Dado que el agua dulce es menos densa que el agua salada, flota sobre esta última y forma un cuerpo lenticular que puede extenderse hasta profundidades considerables debajo del nivel del mar. **B.** Cuando un bombeo excesivo reduce el nivel freático, la base de la zona de agua dulce se elevará 40 veces esa cantidad. El resultado puede ser la contaminación de los pozos con agua salada.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín

RECUADRO 17.2

El valle de San Joaquín es una amplia cuenca que contiene un potente relleno de sedimentos. Del tamaño de Maryland, constituye los dos tercios meridionales del valle central de California, una tierra plana que separa dos cordilleras montañosas, la cordillera Costera al oeste y la Sierra Nevada al este (Figura 17.C). El sistema de acuíferos del valle es una mezcla de materiales de aluvión procedentes de las montañas circundantes. La potencia de sedimentos tiene un valor medio de unos 870 m. El clima del valle es entre árido y semiárido, con una precipitación anual media que oscila entre 12 y 35 milímetros.

El valle de San Joaquín tiene una fuerte economía agrícola que exige grandes cantidades de agua para el regadío. Durante muchos años, hasta el 50 por ciento de esta necesidad se satisfizo con el agua subterránea. Además, casi todas las ciudades de la región utilizan el agua para uso doméstico e industrial.

Aunque el desarrollo del agua subterránea del valle para regadío empezó a finales del siglo XIX, la subsidencia del terreno no se inició hasta la década de 1920, cuando aumentó notablemente la extracción de agua. A principios de los setenta, los niveles de agua habían disminuido hasta 120 m. La subsidencia resultante del terreno superó los 8,5 m en un lugar de la región (Figura 17.D). En ese momento, había áreas del valle en las que se producía subsidencia a una velocidad superior a 0,3 m al año.

Entonces, dado que el agua de superficie se estaba importando y el bombeo de agua subterránea se redujo, los niveles de agua de los acuíferos se recuperaron y la subsidencia se interrumpió. Sin embargo, durante la sequía de 1976-1977, el intenso bombeo de agua subterránea indujo una reactivación de la subsidencia. En esta época, los niveles de agua descendieron mucho más rápido debido a la menor capacidad de almacenamiento causada por la compactación previa de los sedimentos. En total, se vio afectada por la subsidencia la mitad del valle. Según el U. S. Geological Survey:

> La subsidencia en el valle de San Joaquín representa probablemente una de las mayores alteraciones de la configuración de la superficie terrestre... Ha producido problemas graves y económicamente costosos en la construcción y en el mantenimiento de las estructuras de transporte del agua, carreteras y estructuras superficiales; también se han gastado muchos millones de dólares en la reparación y sustitución de pozos de agua subterránea. La subsidencia, además de cambiar el gradiente y el curso de las corrientes y los arroyos del valle, ha producido inundaciones inesperadas, que han costado a los granjeros muchos centenares de miles de dólares para nivelar el terreno .

Se han documentado efectos similares en el área de San José del valle de Santa Clara, California, donde, entre 1916 y 1966, la subsidencia se acercó a los 4 m. La inundación de las tierras que bordean la parte meridional de la bahía de San Francisco fue uno de los resultados. Como ocurrió en el valle de San Joaquín, la subsidencia se interrumpió cuando aumentó la importación del agua de superficie, permitiendo la disminución de la extracción del agua subterránea.

FIGURA 17.C. La zona sombreada muestra el valle San Joaquín en California.

FIGURA 17.D. Las marcas en este poste indican el nivel de la tierra circundante en los años anteriores. En 1925 y 1975 esta parte del valle de San Joaquin Valley cedió unos 9 m debido a la extracción de agua subterránea y a la compactación de los sedimentos resultantes (Foto cortesía de la U.S. Geological Survey).

R. L. Ireland, J. F. Poland y F. S. Riley, *and subsidence in the an oaquín alley, California, as of* , U. S. Geological Survey Professional Paper 437-1 (Washington, DC: US. Government Printing Office, 1984), pág. 11

de manera que flota sobre ella y forma un cuerpo lenticular grande que puede extenderse a profundidades considerables por debajo del nivel del mar. En dicha situación, si el nivel freático se encuentra a un metro por encima del nivel del mar, la base del volumen de agua dulce se extenderá hasta una profundidad de unos 40 m por debajo del nivel del mar. Dicho de otra manera, la profundidad del agua dulce por debajo del nivel del mar es unas 40 veces mayor que la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. Por tanto, cuando el bombeo excesivo hace descender el nivel freático en una cierta cantidad, el fondo de la zona de agua dulce se elevará unas 40 veces esa cantidad. Por consiguiente, si continúa la extracción de agua dulce hasta exceder la recarga, llegará un momento en que la elevación del agua salada será suficiente como para ser extraída de los pozos, contaminando así el suministro de agua dulce (Figura 17.23B). Los pozos profundos y los pozos próximos a la costa son normalmente los primeros en verse afectados.

En las zonas costeras urbanizadas, los problemas creados por bombeo excesivo están agravados por un descenso del ritmo de recarga natural. A medida que aumentan las calles, los aparcamientos y los edificios que cubren la superficie, disminuye la infiltración en el suelo.

Para intentar corregir el problema de la contaminación del agua subterránea con agua salada, puede utilizarse una red de pozos de recarga. Estos pozos permiten el bombeo de las aguas de nuevo al sistema de aguas subterráneas. Un segundo método de corrección se lleva a cabo mediante la construcción de grandes cuencas. Estas cuencas recogen el drenaje de superficie y permiten que se infiltre en el terreno. En Long Island, Nueva York, donde el problema de la contaminación salina se reconoció hace más de 50 años, se han utilizado estos dos métodos con considerable éxito.

La contaminación de los acuíferos de agua dulce por agua salada constituye fundamentalmente un problema en las zonas costeras, pero también puede amenazar a zonas no costeras. Muchas rocas sedimentarias antiguas de origen marino se depositaron cuando el océano cubría lugares que ahora se encuentran bastante en el interior. En algunos casos, cantidades significativas de agua de mar quedaron atrapadas y todavía permanecen en la roca. Estos estratos a veces contienen cantidades de agua dulce y pueden ser bombeadas para su uso. Sin embargo, si el agua dulce se elimina más deprisa de lo que puede reponerse, el agua salada puede introducirse y dejar inutilizables los pozos. Una situación como esta amenazó a los usuarios de un acuífero de arenisca antigua (del Cámbrico) en la zona de Chicago. Para contrarrestarlo, se distribuyó agua del lago Michigan a las comunidades afectadas con objeto de compensar la velocidad de extracción del acuífero.

Contaminación del agua subterránea

La contaminación del agua subterránea es una cuestión seria, en particular en las áreas donde los acuíferos proporcionan una gran parte del suministro de agua. Un origen común de la contaminación del agua subterránea son las aguas fecales. Entre sus fuentes se cuenta un número creciente de fosas sépticas, así como sistemas de alcantarillado inadecuados o rotos, y los desechos de las granjas.

Si las aguas residuales que están contaminadas con bacterias entran en el sistema de aguas subterráneas, pueden purificarse mediante procesos naturales. Las bacterias peligrosas pueden ser filtradas mecánicamente por el sedimento a través del cual el agua percola, destruida por oxidación química o asimilada por otros microorganismos. Para que se produzca purificación, sin embargo, el acuífero debe ser de la composición correcta. Por ejemplo, acuíferos extremadamente permeables (como rocas cristalinas muy fracturadas, grava gruesa o caliza carstificada) tienen aperturas tan grandes que el agua subterránea contaminada puede recorrer grandes distancias sin ser purificada. En este caso, el agua fluye con demasiada rapidez y no está en contacto con el material circundante el tiempo suficiente para que se produzca su purificación. Este es el problema del pozo 1 de la Figura 17.24A.

Por otro lado, cuando el acuífero está compuesto por arena o arenisca permeable, a veces puede purificarse después de viajar por él solo unas docenas de metros. Los huecos entre los granos de arena son lo bastante grandes como para permitir el movimiento del agua, pero este movimiento es, por otro lado, lo bastante lento como para permitir un tiempo prolongado de purificación (pozo 2, Figura 17.24B).

A veces, el hundimiento de un pozo puede inducir problemas de contaminación del agua subterránea. Si el pozo bombea una cantidad suficiente de agua, el cono de depresión incrementará localmente la pendiente del nivel freático. En algunos casos, la pendiente original puede incluso invertirse. Esto podría inducir contaminación de los pozos que producían agua no contaminada antes de que empezara el bombeo intenso (Figura 17.25). También recordemos que la velocidad de circulación del agua subterránea aumenta conforme lo hace la inclinación de la pendiente del nivel freático. Esto podría producir problemas porque una velocidad de circulación más rápida permite menos tiempo para la purificación del agua en el acuífero antes de ser bombeada a la superficie.

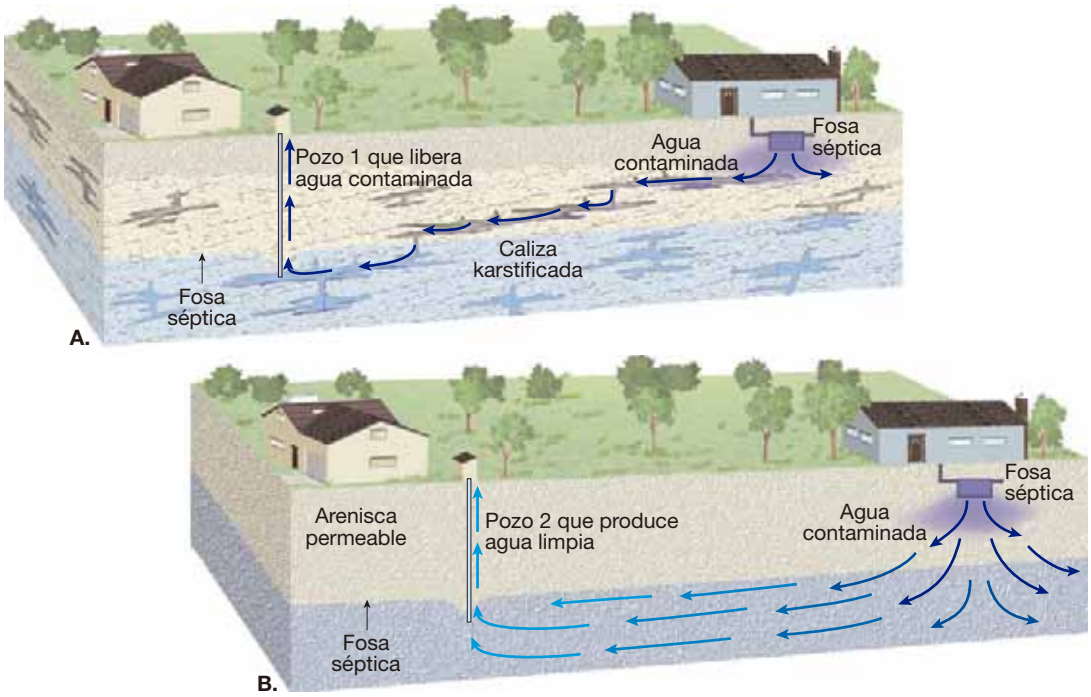


FIGURA 17.24. **A.** Aunque el agua contaminada ha viajado más de 100 m antes de alcanzar el pozo 1, se mueve demasiado deprisa a través de la caliza karstificada para ser purificada. **B.** Conforme la descarga desde el pozo séptico percola a través de la arenisca permeable, es purificada en una distancia relativamente corta.

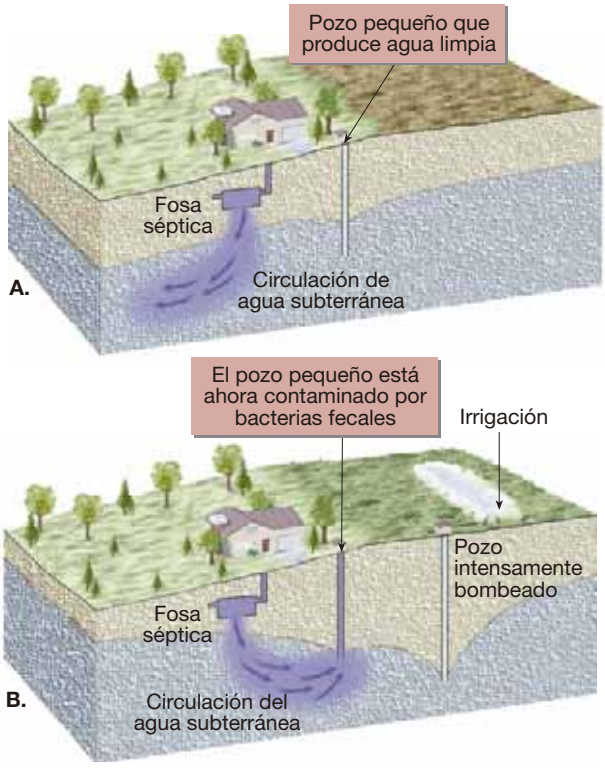


FIGURA 17.25. **A.** Originalmente el flujo de salida de la fosa séptica se alejaba del pozo pequeño. **B.** El intenso bombeo del pozo cambió la pendiente del nivel freático, haciendo que el agua subterránea contaminada fluyera hacia el pozo pequeño.

Otras fuentes y tipos de contaminación amenazan también los suministros de agua subterránea (Figura 17.26). Entre ellos se cuentan sustancias muy utilizadas como la sal de carretera, los fertilizantes que se extienden por toda la superficie del terreno y los pesticidas. Además, puede escaparse una amplia variedad de productos químicos y materiales industriales de las tuberías, los tanques de almacenamiento, los depósitos y los estanques de retención. Algunos de esos contaminantes se clasifican como *peligrosos,* lo que significa que son inflamables, corrosivos, explosivos o tóxicos. En los vertederos, los posibles contaminantes se amontonan en montículos o se expanden directamente sobre el terreno. Cuando el agua de la lluvia rebosa a través de las basuras, puede disolver una variedad de materiales orgánicos e inorgánicos. Si el material lixiviado alcanza el nivel freático, se mezclará con el agua subterránea y contaminará el suministro. Problemas similares pueden producirse como consecuencia del escape de excavaciones superficiales, denominadas estanques de retención, en los que se acumulan desechos diversos de residuos líquidos.

Dado que el movimiento de las aguas subterráneas suele ser lento, el agua contaminada puede pasar desapercibida durante mucho tiempo. De hecho, la mayor parte de la contaminación se descubre solo después de haberse visto afectada el agua potable y de que las personas enfermen. Llegados a este punto, el volumen de

A. **B.**

FIGURA 17.26. A veces, las sustancias químicas agrícolas **A.** y los materiales lixiviados de los vertederos **B.** se abren camino hacia las aguas subterráneas. Estas son dos de las posibles fuentes de la contaminación de las aguas subterráneas (Foto de F. Rossotto/Corbis/The Stock Market).

agua contaminada puede ser muy grande y, aun cuando se elimine inmediatamente la fuente de contaminación, no se resuelve el problema. Aunque las fuentes de contaminación del agua subterránea son numerosas, hay relativamente pocas soluciones.

Una vez identificado y eliminado el origen del problema, la práctica más común consiste simplemente en abandonar el suministro de agua y dejar que los contaminantes se vayan limpiando de manera gradual. Esta es la solución menos costosa y más fácil, pero el acuífero debe permanecer sin utilizarse durante muchos años. Para acelerar este proceso, a veces se bombea el agua contaminada y se trata. Después de eliminar el agua infectada, se deja que el acuífero se recargue de forma natural o, en algunos casos, se bombea de vuelta al acuífero el agua tratada o agua limpia. Este proceso es costoso y largo, y puede ser arriesgado, pues no hay manera de asegurar que se ha eliminado toda la contaminación. Por supuesto, la solución más eficaz a la contaminación del agua subterránea es la prevención.

EL TRABAJO GEOLÓGICO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

El agua subterránea disuelve la roca. Este hecho es clave para comprender cómo se forman cuevas y dolinas. Dado que las rocas solubles, especialmente las calizas, cubren millones de kilómetros cuadrados bajo la superficie terrestre, es aquí donde el agua subterránea realiza su importante papel como agente erosivo. La caliza es casi insoluble en el agua pura, pero se disuelve con bastante facilidad en el agua que contiene pequeñas cantidades de ácido carbónico, y la mayor parte del agua subterránea contiene este ácido. Se forma porque el agua de la lluvia disuelve fácilmente el dióxido de carbono del aire y el procedente de la descomposición de las plantas. Por consiguiente, cuando el agua subterránea entra en contacto con la caliza, el ácido carbónico reacciona con la calcita (carbonato cálcico) de las rocas para formar bicarbonato cálcico, un material soluble que es transportado luego en disolución.

Cuevas

Los resultados más espectaculares del trabajo erosivo del agua subterránea son las **cuevas** de caliza. Solo en Estados Unidos se han descubierto unas 17.000 y otras nuevas se descubren cada año. Aunque la mayoría son relativamente pequeñas, algunas tienen dimensiones espectaculares. La cueva de Mammoth en Kentucky y las cuevas Carlsbad en el sureste de Nuevo México son ejemplos famosos. El sistema de cuevas de Mammoth es el más extenso del mundo, con más de 540 km de pasajes interconectados. Las dimensiones de las cuevas Carlsbad son impresionantes, aunque de una manera distinta. Aquí encontramos la cámara única más grande y quizá más espectacular. La Big Room de las cuevas Carlsbad tiene un área equivalente a 14 campos de rugby y una altura suficiente para acomodar el edificio del Capitolio de Estados Unidos.

La mayoría de las cuevas se crea en el nivel freático, o inmediatamente debajo de él, en la zona de saturación. Aquí, el agua subterránea ácida sigue las líneas de debilidad de la roca, como diaclasas y planos de estratificación. Conforme pasa el tiempo, el proceso de disolución crea lentamente cavidades, que aumentan de tamaño de manera gradual hasta convertirse en grutas. El material disuelto por el agua subterránea acaba siendo descargado en las corrientes y transportado al océano.

A veces los alumnos preguntan...

¿El ácido carbónico es el único ácido que crea cuevas de caliza?

No. Parece que el ácido sulfúrico (H_2SO_4) crea algunas cuevas. Un ejemplo es la cueva Lechuquilla de las montañas de Guadalupe, cerca de Carlsbad, Nuevo México, donde las disoluciones bajo presión que contienen sulfuro de hidrógeno (H_2S) derivaron de sedimentos profundos ricos en petróleo que habían migrado hacia arriba a través de las fracturas de las rocas. Cuando estas disoluciones se mezclaron con las aguas subterráneas, que contienen oxígeno, formaron ácido sulfúrico y disolvieron la caliza. La cueva Lechuquilla es una de las cuevas más profundas que se conocen en los Estados Unidos, con una extensión vertical de 478 m, y es también una de las más grandes del país, con 170 km de pasajes.

En muchas grutas, se ha producido un desarrollo en varios niveles, correspondiendo la actividad actual a la menor elevación. Esta situación refleja la estrecha relación entre la formación de conductos subterráneos importantes y los valles de los ríos en los cuales drenan. A medida que las corrientes profundizan sus valles, el nivel freático disminuye al hacerlo la elevación del río. Por consiguiente, durante periodos en los que las corrientes superficiales están realizando una rápida erosión descendente, los niveles de agua subterránea circundante caen rápidamente y los conductos de las grutas son abandonados por el agua mientras tienen un área transversal todavía relativamente pequeña. A la inversa, cuando el encajamiento de las corrientes es lento o despreciable, hay tiempo para la formación de grandes conductos subterráneos.

Por supuesto, las características que despiertan mayor curiosidad a la mayoría de los visitantes de las grutas son las formaciones rocosas que les proporcionan su aspecto maravilloso. No son rasgos erosivos, como la propia gruta, sino deposicionales, creados por el goteo aparentemente interminable de agua a lo largo de grandes lapsos de tiempo. El carbonato cálcico que queda produce la calcita que denominamos travertino. Estos depósitos de cueva, sin embargo, se conocen también como *rocas de precipitación por goteo,* una referencia obvia a su modo de originarse. Aunque la formación de las cuevas tiene lugar en la zona de saturación, la deposición de las rocas por goteo no es posible hasta que las cuevas estén por encima del nivel freático en la zona de aireación. En cuanto la cámara se llena de aire, está ya dispuesto el escenario para que empiece la fase decorativa de la construcción de la cueva.

Las diversas rocas de precipitación encontradas en las grutas se denominan colectivamente **espeleotemas** (*spelaion* = cueva; *them* = colocar); ninguna es exactamente igual a otra (Figura 17.27). Quizá los espeleotemas

FIGURA 17.27. Hay muchos tipos de espeleotemas como las estalactitas, las estalagmitas y las columnas. El Chinese Theater, Parque nacional Carlsbad Caverns (Foto de David Muench/David Muench Photography).

más familiares sean las **estalactitas** (*stalaktos* = escurrimiento). Estos colgantes en forma de carámbanos cuelgan del techo de las grutas y se forman allí donde el agua se filtra a través de las grietas situadas por encima. Cuando el agua alcanza el aire de la cueva, algo del dióxido de carbono disuelto se escapa de la gota y la calcita precipita. El depósito se produce en forma de anillo alrededor del borde de la gota de agua. A medida que una gota sigue a otra gota, cada una deja una huella infinitesimal de calcita detrás y se crea un tubo hueco de caliza. Entonces, el agua se mueve a través del tubo, permaneciendo suspendida transitoriamente al final del mismo, aportando un diminuto anillo de calcita y cayendo al suelo de la cueva. La estalactita que acaba de describirse se denomina *macarrón* (Figura 17.28). A menudo, el tubo hueco del macarrón se obstruye o aumenta su suministro de agua. En cualquier caso, el agua se ve obligada a fluir y, por consiguiente, a depositarse, a lo largo del lado externo del tubo. A medida que continúa la precipitación, la estalactita adopta la forma cónica más común.

Los espeleotemas que se forman en el suelo de una cueva y se acumulan en sentido ascendente hacia el techo se denominan **estalagmitas** (*stalagmos* = goteo). El agua que suministra la calcita para el crecimiento de las estalagmitas cae del techo y salpica sobre la superficie.

FIGURA 17.28. Una estalactita *macarrón* «en formación» en la cueva Chinn Springs, Independence County, Arkansas. Para ver otro ejemplo, *véase* la Figura 7.11, pág. 240 (Foto de Dante Fenolio/ Photo Researchers, Inc.).

Como consecuencia, las estalagmitas no tienen un tubo central y suelen ser de aspecto más masivo y redondeado en sus extremos superiores que las estalactitas. Con tiempo suficiente, pueden juntarse una estalactita que crece hacia abajo y una estalagmita que crece hacia arriba para formar una *columna.*

Topografía kárstica

Muchas zonas del mundo tienen paisajes que, en gran medida, se han formado por la capacidad disolvente del agua subterránea. Se dice que esas zonas muestran **topografía kárstica**, que debe su nombre a la llanura de Kras (Karst en alemán) en Eslovenia (antigua parte de Yugoslavia), localizada a lo largo de la costa nororiental del mar Adriático, donde dicha topografía está extraordinariamente desarrollada. En Estados Unidos, los paisajes kársticos aparecen en muchas áreas situadas sobre calizas, entre ellas Kentucky, Tennessee, Alabama, el sur de Indiana y el centro y el norte de Florida (Figura 17.29). En general, las zonas áridas y semiáridas son demasiado secas para desarrollar topografía kárstica. Cuando existen en esas regiones, son probablemente restos de una época en la que predominaban condiciones más lluviosas.

Las zonas kársticas típicas están compuestas por un terreno irregular interrumpido por muchas depresiones denominadas **dolinas** (Figura 17.30)**.** En las zonas calizas de Florida, Kentucky y el sur de Indiana, hay literalmente decenas de miles de esas depresiones, cuya profundidad oscila entre tan solo 1 o 2 m y un máximo de más de 50 m.

Las dolinas se forman normalmente de dos maneras. Algunas se desarrollan de manera gradual a lo largo de muchos años sin alteración física de la roca. En esas situaciones, la caliza situada inmediatamente debajo del suelo se disuelve por el agua de la lluvia descendente, que está recién cargada de dióxido de carbono. Con el tiempo, la superficie rocosa se va reduciendo y las fracturas en las cuales entra el agua se van agrandando. A medida que las fracturas aumentan de tamaño, el suelo se hunde en las aperturas ensanchadas, de las que se ve desalojado por el agua subterránea que fluye hacia

A veces los alumnos preguntan...

¿La caliza es el único tipo de roca que desarrolla estructuras ársticas?

No. Por ejemplo, se produce desarrollo kárstico en otras rocas carbonatadas como el mármol y la dolomía. Además, las evaporitas como el yeso y la sal (halita) son muy solubles y se disuelven con facilidad para formar estructuras cársticas como dolinas, cuevas y corrientes que desaparecen. Esta última situación se denomina *arst de evaporitas.*

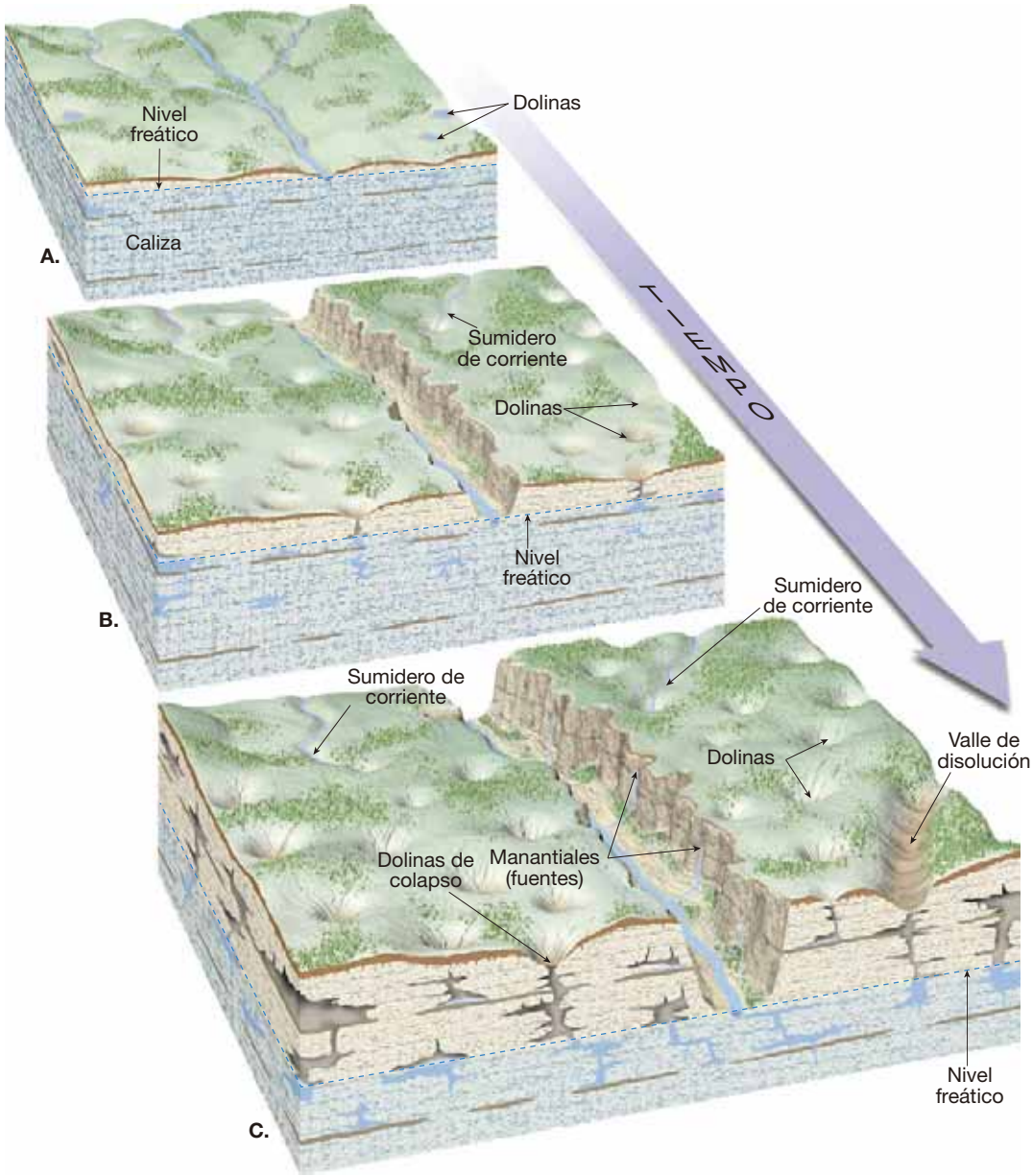


FIGURA 17.29. Desarrollo de un paisaje kárstico. **A.** Durante las primeras etapas, el agua subterránea percola a través de la caliza a lo largo de las diaclasas y los planos de estratificación. La actividad de la disolución crea grutas en el nivel freático y por debajo, y las aumenta de tamaño. **B.** En esta vista, las colinas están bien desarrolladas y las corrientes de superficie son canalizadas por debajo del terreno. **C.** Con el paso del tiempo, las grutas se hacen mayores y aumenta el número y tamaño de las dolinas. El hundimiento de las cavernas y la unión de dolinas forman depresiones de suelo plano más grandes. Finalmente la actividad de la disolución puede extraer la mayor parte de la caliza de la zona, dejando solo restos aislados.

los conductos inferiores. Estas depresiones suelen ser superficiales y tienen pendientes suaves.

Por el contrario, las dolinas pueden formarse también de manera abrupta y sin advertencia cuando el techo de una gruta se desploma bajo su propio peso. Normalmente, las depresiones creadas de esta manera son profundas y de laderas empinadas. Cuando se forman en zonas muy pobladas, constituyen un riesgo geológico grave.

Además de una superficie con muchas cicatrices por las dolinas, las regiones kársticas muestran una falta notable de drenaje superficial (escorrentía). Después de una precipitación, el agua de escorrentía es rápidamente encauzada debajo del terreno a través de las depresiones. Fluye luego a través de las cuevas hasta que alcanza el nivel freático. En los lugares donde existen corrientes superficiales, sus trayectorias suelen ser cortas. Los nombres de dichas corrientes dan a menudo una pista de su destino. En la zona de la cueva de Mammoth de Kentucky, por ejemplo, hay un Sinking Creek, un Little Sinking Creek y un Sinking Branch (*sink* = hundirse).

A.

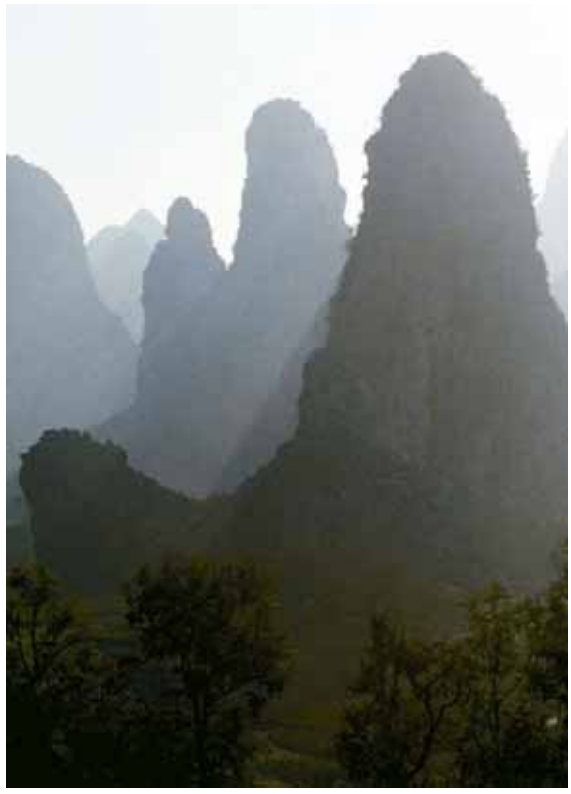
B.

FIGURA 17.30. **A.** El agua subterránea fue responsable de crear estas dolinas en una plataforma de caliza al norte de Jajce, Bosnia-Herzegovina (Foto de Jerome Wyckoff). **B.** Esta pequeña dolina se formó de pronto en 1991 cuando se hundió el techo de una cueva, destruyendo esta casa en Frostproof, Florida (Foto de St. Petersburg Times/Getty Images, Inc/Liaison).

Algunas dolinas se obstruyen con arcilla y derrubios, creando pequeños lagos o lagunas

Algunas zonas de desarrollo kárstico exhiben paisajes muy diferentes del terreno salpicado de dolinas descrito en la Figura 17.29. Un ejemplo notable es una región extensa del sur de China que se describe como una zona que exhibe *mogotes*. Como muestran la Figura 17.31 y la fotografía con la que comienza el capítulo, el término *mogote* es adecuado porque el paisaje está formado por un laberinto de colinas empinadas aisladas que se elevan de manera abrupta desde el suelo. Cada una está acribillada de cuevas y pasajes

A.



B.

FIGURA 17.31 **A.** Una pintura de un mogote chino titulada «El jardín de los melocotoneros de los inmortales» por Qiu Ying (Asian Art and Archaeology, Inc./CORBIS NY). **B.** Uno de los desarrollos de mogotes más conocidos y distintivos es el distrito Guilin del sureste de China (Foto de Topham/The Image Works).

interconectados. Este tipo de topografía kárstica se forma en las regiones tropicales y subtropicales y tiene capas potentes de caliza altamente diaclasada. Aquí el agua subterránea ha disuelto grandes volúmenes de caliza y deja solo estas torres residuales. El desarrollo kárstico es más rápido en los climas tropicales debido a las precipitaciones abundantes y la mayor disponibilidad de dióxido de carbono procedente de la desintegración de la exuberante vegetación tropical. El dióxido de carbono adicional del suelo significa que hay más ácido carbónico para la disolución de la caliza. Otras zonas tropicales de desarrollo kárstico avanzado son partes de Puerto Rico, el oeste de Cuba y el norte de Vietnam.

CAPÍTULO 17 Aguas subterráneas

RESUMEN

- Como recurso, el *agua subterránea* representa el máximo depósito de agua dulce asequible para los seres humanos. Desde el punto de vista geológico, la acción disolvente del agua subterránea produce *cuevas* y *dolinas.* El agua subterránea es también un equilibrador del flujo de corrientes fluviales.
- Cada día se consumen unos 1.300 miles de millones de agua dulce en los Estados Unidos. El agua subterránea proporciona unos 300.000 millones de litros o el 24 por ciento del total. Se emplea más agua subterránea para la irrigación que para todos los usos combinados.
- El agua subterránea es el agua que llena completamente los espacios porosos del sedimento y las rocas en la *zona de saturación* de la subsuperficie. El límite superior de esta zona es el *nivel freático.* La *zona no saturada* está por encima del nivel freático, donde el suelo, el sedimento y la roca no están saturados en agua.
- La interacción entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas se produce de tres maneras diferentes: las corrientes reciben agua de la aportación de agua subterránea *(efluentes);* pierden agua a través del cauce hacia el sistema de aguas subterráneas *(influyentes*); o ambas cosas, recibiendo agua en algunas secciones y perdiéndola en otras.
- Los materiales con espacios porosos muy pequeños (como la arcilla) obstaculizan o impiden el movimiento del agua subterránea y se denominan *acuicluidos.* Los *acuíferos* consisten en materiales con espacios porosos más grandes (como la arena) que son permeables y transmiten libremente el agua subterránea.
- El agua subterránea se mueve en curvas serpenteantes que son algo intermedio entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia zonas de presión reducida.
- Los principales factores que influyen en la velocidad de la circulación de aguas subterráneas son la pendiente del nivel freático *(gradiente hidráulico) y* la permeabilidad del acuífero *(conductividad hidráulica).*
- Los *manantiales* o *fuentes,* aparecen en los puntos donde el nivel freático intersecta con la superficie del terreno, produciendo un flujo natural de agua subterránea. Los *pozos,* aperturas taladradas en la zona de saturación, extraen el agua subterránea y crean depresiones aproximadamente cónicas en el nivel freático conocidas como *conos de depresión.* Los *pozos artesianos* aparecen cuando el agua se eleva por encima del nivel en el que se encontró inicialmente.
- Cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si asciende, el agua puede surgir como *fuentes termales.* Los *géiseres* aparecen cuando el agua subterránea se calienta en cámaras subterráneas, se expande y parte pasa rápidamente a vapor, haciendo que brote el géiser. La fuente de calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres es la roca ígnea caliente.
- Algunos de los problemas ambientales actuales que afectan al agua subterránea son: (1) la *sobreexplotación* por el regadío intenso; (2) la *subsidencia del terreno* causada por la extracción de agua subterránea; (3) la *contaminación salina, y* (4) la *contaminación por otros contaminantes.*
- La mayoría de las *cuevas* se forman en la caliza o por debajo del nivel freático cuando el agua subterránea ácida disuelve la roca a lo largo de líneas de debilidad, como las diaclasas y los planos de estratificación. Las diversas *rocas de precipitación por goteo* encontradas en las cuevas se denominan colectivamente *espeleotemas.* Los paisajes que se han formado en gran medida por el poder disolvente del agua subterránea exhiben una *topografía kárstica,* un terreno irregular, interrumpido por muchas depresiones denominadas *dolinas.*

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

acuicluido, 539
acuífero, 539
acuífero confinado, 548
agua subterránea, 535
artesiano, 548
cueva, 555
cinturón de humedad del suelo, 535
conductividad hidráulica, 540
cono de depresión, 547
descenso de nivel, 547
dolina, 557
efluente, corriente, 536
espeleotema, 536
estalactita, 557
estalagmita, 557
franja capilar, 535
fuente termal, 544
géiser, 544
gradiente hidráulico, 540
influyente, corriente, 538
ley de Darcy, 540
manantial o fuente, 543
nivel freático, 535
nivel freático colgado, 543
permeabilidad, 538
porosidad, 538
pozo, 546
pozo artesiano no surgente, 548
pozo artesiano surgente, 548
topografía kárstica, 557
zona de saturación, 535
zona no saturada, 535

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué porcentaje de agua dulce es agua subterránea? Si se excluye el hielo glaciar y solo se considera el agua dulce líquida, ¿aproximadamente qué porcentaje corresponde al agua subterránea?
2. Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. Nombre otro papel geológico significativo del agua subterránea.
3. Compare y contraste las zonas de aireación y de saturación. ¿Cuál de esas zonas contiene agua subterránea?
4. Aunque normalmente creemos que los niveles son planos, el nivel freático no lo es. Explique por qué no.
5. Aunque la sequía meteorológica puede haber acabado, la sequía hidrológica puede continuar todavía. Explíquelo. (*Véase* Recuadro 17.1).
6. Contraste una corriente efluente y una influyente.
7. Distinga entre porosidad y permeabilidad.
8. ¿Cuál es la diferencia entre un acuicluido y un acuífero?
9. ¿Bajo qué circunstancias puede un material tener gran porosidad pero no ser un buen acuífero?
10. Como se muestra en la Figura 17.8, el agua subterránea se mueve de manera serpenteante. ¿Qué factores hacen que siga esos cursos?
11. Describa brevemente la importante contribución que Henri Darcy hizo a nuestro conocimiento de la circulación de las aguas subterráneas.
12. Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede crearse una zona saturada localizada. ¿Qué término se aplica a esta situación?
13. ¿Cuál es el origen del calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres? ¿Cómo se refleja esto en la distribución de esas estructuras?
14. Dos vecinos excavan un pozo. Aunque los dos pozos penetran a la misma profundidad, el de un vecino produce agua y el del otro no. Describa una circunstancia que podría explicar lo que ocurrió.
15. ¿Qué se entiende por el término *artesiano?*
16. Para que existan los pozos artesianos, deben darse dos condiciones. Nómbrelas.
17. Cuando se pinchó por primera vez la arenisca Dakota, el agua brotó libremente de muchos pozos artesianos. En la actualidad esos pozos deben ser bombeados. Explíquelo.
18. ¿Qué problema se asocia a la extracción de agua subterránea para la irrigación en la parte meridional de las High Plains?
19. Explique brevemente lo que sucedió en el valle de San Joaquín como consecuencia de la extracción excesiva de agua subterránea. (*Véase* Recuadro 17.2).
20. En una zona costera determinada el nivel freático es de 4 m por encima del nivel del mar. ¿Aproximadamente a qué distancia por debajo del nivel del mar se encuentra el agua dulce?
21. ¿Por qué disminuye la descarga de agua subterránea natural conforme se desarrollan las áreas urbanas?
22. ¿Qué acuífero sería más eficaz para purificar el agua subterránea contaminada: de grava gruesa, de arena o de caliza karstificada?
23. ¿Qué se entiende cuando se clasifica como peligroso un contaminante del agua subterránea?
24. Indique dos espeleotemas comunes y distíngalos.
25. ¿Qué clase de topografía exhiben las zonas cuyos paisajes reflejan, en gran medida, el trabajo erosivo de las aguas subterráneas?
26. Describa dos formas de creación de las dolinas.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 18

Glaciares y glaciaciones

El clima ejerce una gran influencia sobre la naturaleza e intensidad de los procesos externos de la Tierra. Esto se ilustra con espectacularidad en este capítulo, ya que la existencia y la extensión de los glaciares están en gran medida controladas por el variable clima terrestre.

Como el agua de escorrentía y el agua subterránea, protagonistas de los dos capítulos anteriores, los glaciares constituyen un proceso erosivo notable. Estas masas de hielo en movimiento son responsables de la creación de muchas formas de relieve únicas y forman parte de un importante enlace en el ciclo de las rocas, en el cual los productos de la meteorización son transportados y depositados en forma de sedimentos.

En la actualidad, los glaciares cubren casi el 10 por ciento de la superficie terrestre; sin embargo, en el pasado geológico reciente los casquetes polares cubrían enormes áreas con hielo de miles de metros de espesor. Muchas regiones todavía tienen la marca de esos glaciares. El carácter fundamental de lugares tan diversos como los Alpes, Cape Cod y el valle Yosemite (Figura 18.1) fue labrado por masas de hielo glaciar ahora desaparecidas. Además, regiones como Long Island, los Grandes Lagos y los fiordos de Noruega y Alaska deben su existencia a los glaciares. Como veremos, siguen esculpiendo y depositando derrubios en muchas regiones en la actualidad.

LOS GLACIARES: UNA PARTE DE DOS CICLOS BÁSICOS

GLACIERS AND GLACIATION
▸ Introduction

Los glaciares forman parte de dos ciclos fundamentales del sistema Tierra: el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas. Previamente hemos aprendido que el agua de la hidrosfera está en un ciclo constante por la atmósfera, la biosfera y la geosfera. Una y otra vez el agua se evapora de los océanos a la atmósfera, precipita sobre la superficie terrestre y fluye por los ríos y bajo el terreno de vuelta al mar. Sin embargo, cuando las precipitaciones caen a grandes altitudes o a latitudes elevadas, el agua quizá no pueda abrirse camino inmediatamente hacia el mar. En cambio, puede convertirse en parte de un glaciar. Aunque el hielo se acabará fundiendo, permitiendo así que el agua siga su camino hacia el mar, esta última puede almacenarse en forma de hielo glaciar durante muchos decenios, centenares o incluso miles de años.

Un **glaciar** es una gruesa masa de hielo que se forma a lo largo de cientos o miles de años. Se origina en tierra a partir de la acumulación, la compactación y la recristalización de la nieve. Aunque lo parezca, un glaciar no permanece estático: los glaciares se mueven muy lentamente. Al igual que el agua de escorrentía, el agua subterránea, el viento y las olas, los glaciares son agentes erosivos dinámicos que acumulan, transportan y depositan sedimentos. Así, los glaciares están entre los procesos que cumplen con una función básica en el ciclo de las rocas. Aunque se encuentran glaciares en muchas partes actuales del mundo, la mayoría está localizada en zonas remotas, ya sea cerca de los polos terrestres o en las altas montañas.

Glaciares de valle (alpinos)

Existen literalmente miles de glaciares relativamente pequeños en zonas montañosas elevadas, donde suelen seguir a los valles que en un principio fueron ocupados por corrientes de agua. A diferencia de los ríos que previamente fluyeron por esos valles, los glaciares avanzan con lentitud, quizá solo unos pocos centímetros al día. Debido a su localización, estas masas de hielo en

FIGURA 18.1. Los glaciares continúan esculpiendo los Alpes suizos (Foto de Arno Balzarini/epa/Corbis).

movimiento se denominan **glaciares de valle** o **glaciares alpinos** (Figura 18.2). Cada glaciar es en realidad una corriente de hielo, confinada por paredes rocosas escarpadas, que fluyen valle abajo desde un centro de acumulación cerca de su cabecera. Como los ríos, los glaciares de valle pueden ser largos o cortos, anchos o estrechos, únicos o con afluentes que se bifurcan. En general, la anchura de los glaciares alpinos es pequeña en comparación con sus longitudes. Algunos se extienden tan solo una fracción de kilómetro, mientras que otros continúan durante muchas decenas de kilómetros. La rama occidental del glaciar Hubbard, por ejemplo, transcurre a lo largo de 112 km de terreno montañoso en Alaska y el territorio Yukon.

Glaciares de casquete

Al contrario que los glaciares de valle, los **glaciares de casquete** existen en una escala mucho mayor. La poca radiación solar anual total que alcanza los polos hace que estas regiones sean idóneas para grandes acumulaciones de hielo. Aunque en el pasado han existido muchos glaciares de casquete, solo dos alcanzan este estatus en la actualidad (Figura 18.3). En la zona del polo Norte, Groenlandia está cubierta por un glaciar de casquete imponente que ocupa 1,7 millones de km^2, o alrededor del 80 por ciento de esta gran isla. Con un promedio de casi 1.500 m de espesor, en algunos lugares el hielo se extiende 3.000 m por encima del sustrato rocoso de la isla.

En el hemisferio Sur, el enorme glaciar de casquete de la Antártida alcanza un espesor máximo de casi 4.300 m y abarca un área de más de 13,9 millones de km^2. Debido a las proporciones de esas enormes estructuras, a menudo se les denomina *glaciares continentales de casquete.* De hecho, el conjunto de todas las áreas de glaciares continentales de casquete constituye en la actualidad casi el diez por ciento de la superficie terrestre.

FIGURA 18.2. Vista aérea del glaciar Taku cerca de Juneau, Alaska. Los glaciares de valle siguen modificando este paisaje montañoso (Foto de Michael Collier).

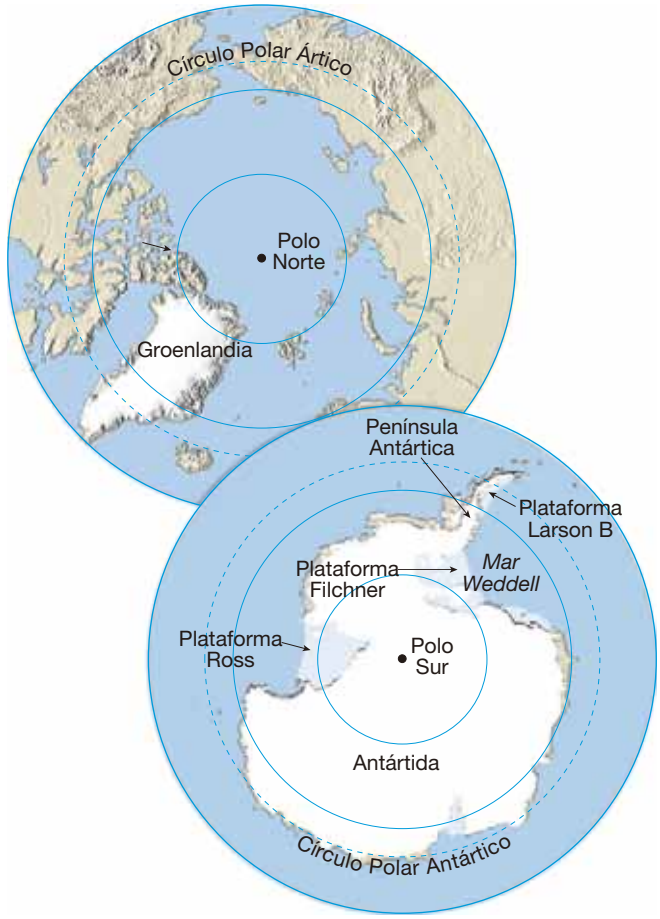


FIGURA 18.3. Los únicos glaciares continentales de casquete actuales son los que cubren Groenlandia y la Antártida. Sus áreas combinadas representan casi el 10 por ciento del área de superficie de la Tierra. El casquete polar de Groenlandia ocupa 1,7 millones de km^2, o alrededor del 80 por ciento de la isla. El área del casquete polar antártico abarca casi 14 millones de km^2. Las plataformas glaciares ocupan los 1,4 millones de km^2 más adyacentes al glaciar de casquete antártico.

Estas enormes masas fluyen en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación de la nieve y ocultan por completo todo, excepto las zonas más elevadas del terreno subyacente. Incluso las fuertes variaciones de la topografía que hay debajo del glaciar suelen aparecer como ondulaciones relativamente suavizadas en la superficie del hielo. Esas diferencias topográficas, sin embargo, afectan al comportamiento de los glaciares de casquete, en especial cerca de sus márgenes, al guiar el flujo en ciertas direcciones y crear zonas de movimiento más rápido y más lento.

A lo largo de porciones de la costa antártica, el hielo glaciar fluye al interior de las bahías, creando las denominadas **plataformas glaciares**. Son masas grandes, relativamente planas, de hielo flotante que se extienden

A veces los alumnos preguntan...

Es difícil imaginarse la extensión real del glaciar de casquete groenlandés. ¿Podrían proporcionarnos una comparación con la que pudiéramos relacionarlo?

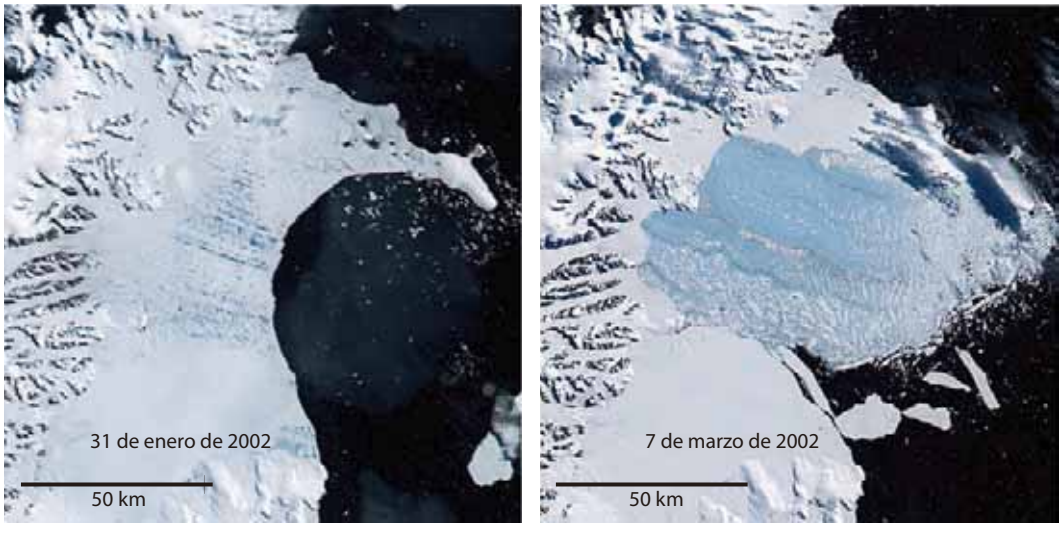
Prueben con esta. El glaciar de casquete tiene una longitud que se extendería desde Key West, Florida, a 100 millas al norte de Portland, Maine. Su anchura abarcaría desde Washington, D.C a Indianápolis. Dicho de otra forma: el glaciar de casquete es el 80 por ciento igual de grande que los Estados Unidos al este del río Mississippi. ¡El área del glaciar de casquete de la Antártida es unas ocho veces mayor!

mar adentro desde la costa, pero permanecen ligadas a la tierra por uno o más lados. Las plataformas son más gruesas en los lados situados tierra adentro y se adelgazan hacia el mar. Están sostenidas por el hielo del glaciar de casquete adyacente, además de ser alimentadas por la nieve y la congelación del agua del mar en sus bases. Las plataformas glaciares de la Antártida se extienden a lo largo de casi 1,4 millones de km^2. Las plataformas glaciares Ross y Filchner son las mayores; la plataforma glaciar Ross abarca ella sola un área de un tamaño próximo al de Texas (Figura 18.3). En los últimos años, el control por satélite ha mostrado que algunas plataformas glaciares se están separando. Por ejemplo, en un intervalo de 35 días entre febrero y marzo de 2002, se fracturó y se separó del continente una plataforma glaciar en la parte occidental de la península antártica que se conoce como la plataforma glaciar Larsen B. Miles de icebergs viajaron a la deriva por el mar vecino de Weddell. El evento fue capturado por satélite (Figura 18.4). Tal evento no es un acontecimiento aislado sino que forma parte de una tendencia. Desde 1974, siete plataformas que rodeaban la península Antártida la han hecho disminuir unos 13.500 km^2. Los científicos atribuyen la ruptura de las plataformas glaciares al fuerte calentamiento global en la región.

Otros tipos de glaciares

Además de los glaciares de valle y glaciares de casquete, se han identificado también otros tipos de glaciares. Cubren algunas tierras elevadas y algunas mesetas con masas de hielo glaciar denominadas **glaciares de meseta**. Como las plataformas glaciares, los glaciares de meseta entierran por completo el paisaje subyacente, pero son mucho más pequeños que las estructuras de escala continental. Los glaciares de meseta aparecen en muchos lugares, entre ellos Islandia y algunas de las grandes islas del océano Ártico (Figura 18.5).

A menudo, los casquetes polares y los glaciares de casquete alimentan a **glaciares de desbordamiento**. Estas lenguas de hielo fluyen valle abajo extendiéndose hacia fuera de los márgenes de esas masas de hielo más grandes. Las lenguas son esencialmente glaciares de valle que se producen por el movimiento del hielo desde un casquete polar o un glaciar de casquete a través de terreno montañoso, hasta el mar. Cuando encuentran el océano, algunos glaciares de desbordamiento se expanden como plataformas glaciares flotantes. A menudo se producen muchos icebergs.



Antes **Después**

FIGURA 18.4. Estas imágenes de satélite documentan la rotura del glaciar de casquete Larsen B al comienzo de 2002. Obsérvese la parte inferior de la Figura 18.3 para ver dónde se encuentra el glaciar de casquete adyacente a la península Antártica. El área total del glaciar de casquete que se fracturó era de 3.250 km^2. El espesor medio del hielo era de unos 220 m. Este acontecimiento liberó más de 700 miles de millones de toneladas métricas de icebergs.

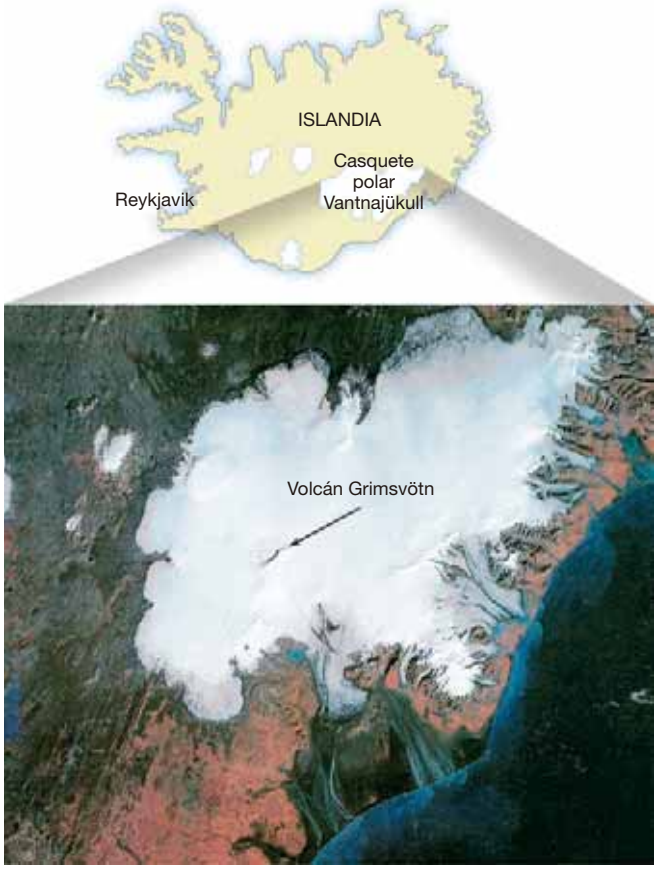


FIGURA 18.5. El casquete polar de esta imagen captada por satélite es el Vantnajükull, al sureste de Islandia (*j ull* significa «casquete» en danés). En 1996 el volcán Grimsv tn entró en erupción por debajo del casquete y produjo grandes cantidades de agua glaciar de fusión que creó inundaciones (Imagen *andsat* de la NASA).

Los **glaciares de piedemonte** ocupan tierras bajas amplias en las bases de montañas escarpadas y se forman cuando uno o más glaciares alpinos surgen de las paredes de confinamiento de los valles de montaña. En este caso, el hielo que avanza se expande para formar un amplio casquete. El tamaño de los glaciares de piedemonte varía mucho. Entre los mayores se encuentra el glaciar Malaspina situado a lo largo de la costa del sur de Alaska. Abarca miles de kilómetros cuadrados de la llanura costera plana situada al pie de la elevada cordillera San Elías (Figura 18.6).

A veces los alumnos preguntan…

¿Se sabe cuántos glaciares hay en el mundo?

Se estima que en la actualidad unos 160.000 glaciares ocupan los territorios polares y de alta montaña de la Tierra. Los glaciares actuales solo cubren una tercera parte del área que cubrían durante el mayor apogeo de la última glaciación.

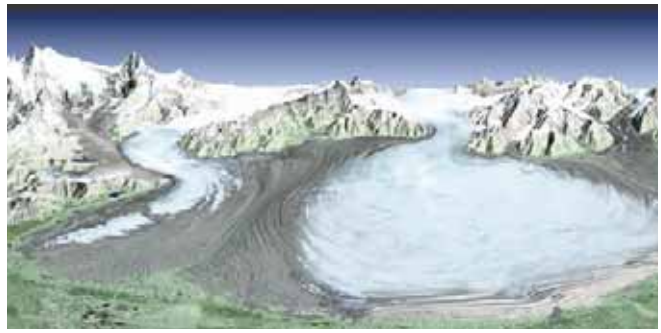


FIGURA 18.6. El glaciar Malaspina, al sureste de Alaska, es considerado un ejemplo clásico de un glaciar de piedemonte. Los glaciares de piedemonte se producen cuando los glaciares de valle salen de una cordillera montañosa y entran en tierras bajas extensas, ya no están confinados por los laterales y se expanden hasta convertirse en amplios lóbulos. El glaciar Malaspina es en realidad un glaciar compuesto, formado por la unión de varios glaciares de valle; entre ellos, los glaciares prominentes que aparecen aquí son el glaciar Agassiz (izquierda) y el glaciar Seward (derecha). En total, el glaciar Malaspina mide hasta 65 km de ancho y se extiende a lo largo de 45 km, desde el frente montañoso casi hasta el mar (Imagen de NASA/JPL).

¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

¿Qué cantidad de agua se almacena en el hielo de un glaciar? Los cálculos realizados por el U. S. Geological Survey indican que solo algo más del 2 por ciento del agua mundial se encuentra en los glaciares. Pero incluso un 2 por ciento de una cantidad enorme es mucho. El volumen total aproximado de solo los glaciares de valle es 210.000 kilómetros cúbicos, comparable a la combinación del volumen de los lagos de agua salina y de agua dulce más grandes del mundo.

En cuanto a los glaciares de casquete, el de la Antártida está compuesto por el 80 por ciento del hielo mundial y casi un 65 por ciento del agua dulce de la Tierra, y cubre casi 1,5 veces el área de los Estados Unidos. Si este

FIGURA 18.7. En este mapa de una parte de Norteamérica se muestra la línea de costa actual en comparación con la línea de costa que habría si se fundieran los glaciares de casquete actuales de Groenlandia y la Antártida.

hielo se fundiera, el nivel del mar se elevaría alrededor de 60 a 70 m y el océano inundaría muchas zonas costeras densamente pobladas (*véase* Figura 18.7).

La importancia hidrológica del hielo de la Antártida puede ilustrarse de otra manera. Si la plataforma glaciar se fundiera a un ritmo uniforme, podría alimentar (1) el río Mississippi durante más de 50.000 años, (2) todos los ríos de Estados Unidos durante unos 17.000 años, (3) el río Amazonas durante aproximadamente 5.000 años o (4) todos los ríos del mundo durante unos 750 años.

FORMACIÓN Y MOVIMIENTO DEL HIELO GLACIAR

GLACIERS AND GLACIATION
▸ Budget of a Glacier

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares se forman en el reino polar de las altas latitudes porque, aunque las nevadas totales anuales son modestas, las temperaturas son tan bajas que la nieve casi no se fusiona. Los glaciares pueden formarse en las montañas porque las temperaturas bajan a medida que aumenta la altitud. Por tanto, incluso cerca del ecuador, pueden formarse glaciares en altitudes superiores a 5.000 m. Un ejemplo es el monte Kilimanjaro en Tanzania, que está situado prácticamente encima del ecuador a una altitud de 5.895 m, y que cuenta con glaciares en su cumbre. Como cabe esperar, la elevación del límite de las nieves perpetuas varía con la latitud: cerca del ecuador, se sitúa en la parte alta de las montañas mientras que en los alrededores del paralelo 60 se sitúa en el, o cerca del, nivel del mar. Antes de que se cree un glaciar, la nieve debe convertirse en hielo glaciar.

A veces los alumnos preguntan...

En el capítulo , nos comentaron que el hielo glaciar es una roca metamórfica, lo que hace que sea parte de la geosfera. El hielo glaciar es también parte del ciclo hidrológico, ¿se considera también parte de la hidrosfera?

Sí, es posible situar al hielo glaciar en las dos «esferas». Además los científicos también lo sitúan en su propia «esfera»: la criosfera. La palabra proviene del término griego kryos, que quiere decir «hielo o helado». La criosfera se refiere a la parte de la superficie terrestre donde el agua está en estado sólido, como la nieve, los glaciares, el hielo marino, el hielo de agua dulce y el suelo congelado (permafrost).

Formación del hielo glaciar

Cuando las temperaturas permanecen por debajo del punto de congelación después de una nevada, la acumulación esponjosa de los delicados cristales hexagonales pronto empieza a cambiar. A medida que el aire se infiltra por los espacios que quedan entre los cristales, los extremos de los cristales se evaporan y el vapor de agua se condensa cerca de su centro. De esta manera los copos de nieve se hacen más pequeños, más gruesos y más esféricos, y desaparecen los espacios porosos grandes. Mediante este proceso, el aire es expulsado y, lo que en una ocasión fue nieve esponjosa y ligera, recristaliza en una masa mucho más densa de pequeños granos que tienen la consistencia de una arena gruesa. Esta nieve recristalizada granular se denomina **neviza** y suele encontrarse como componente de antiguos bancos de nieve cerca del final del invierno. A medida que se añade más nieve, aumenta la presión en las capas inferiores, compactando con ello los granos de hielo situados en profundidad. Cuando el espesor del hielo y de la nieve supera los 50 m, el peso es suficiente para fusionar la neviza en una masa sólida de cristales de hielo entrelazados. Se acaba de formar el hielo glaciar.

La velocidad a la que ocurre esta transformación es variable. En zonas donde se produce una gran acumulación de nieve al año, el enterramiento es relativamente rápido y la nieve puede transformarse en hielo glaciar en una década o menos. Cuando la acumulación anual de nieve es menos abundante, el enterramiento es lento y la transformación de nieve en hielo glaciar puede tardar cientos de años.

Movimientos de un glaciar

El movimiento del hielo glaciar se suele denominar *flujo.* El hecho de que el movimiento glaciar se describa de esta manera parece paradójico: ¿cómo puede fluir un sólido? La forma mediante la cual fluye el hielo es compleja y básicamente de dos tipos. El primero de ellos, el **flujo plástico**, implica el movimiento *dentro* del hielo. El hielo se comporta como un sólido quebradizo hasta que la presión que tiene encima es equivalente al peso de unos 50 m de hielo. Una vez sobrepasada esta carga, el hielo se comporta como un material plástico y empieza a fluir. Este flujo se produce debido a la estructura molecular del hielo. El hielo glaciar está constituido por capas de moléculas empaquetadas unas sobre otras. Las uniones entre las capas son más débiles que las existentes dentro de cada capa. Por consiguiente, cuando un esfuerzo sobrepasa la fuerza de los enlaces que mantienen unidas las capas, estas permanecen intactas y se deslizan unas sobre otras.

Un segundo mecanismo, y a menudo igual de importante, del movimiento glaciar consiste en el desplazamiento de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.

Con la excepción de algunos glaciares localizados en las regiones polares, donde el hielo está probablemente congelado hasta el lecho de roca sólida, se piensa que la mayoría de los glaciares se mueve mediante este proceso denominado **deslizamiento basal**. En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un gato hidráulico y quizá como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca. El origen del agua líquida está relacionado en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión. Por consiguiente, en las zonas profundas del interior de un glaciar, el hielo puede estar en el punto de fusión, aun cuando su temperatura sea inferior a 0 ºC.

Además, otros factores pueden contribuir a la presencia de agua de fusión dentro de las zonas profundas del glaciar. Las temperaturas pueden incrementarse mediante el flujo plástico (un efecto similar al calentamiento por fricción), el calor añadido desde el interior de la Tierra y la recongelación del agua de fusión que se ha escurrido desde arriba. El último proceso depende de la propiedad, según la cual, a medida que el agua cambia de estado de líquido a sólido, se libera calor (denominado calor latente de fusión).

En la Figura 18.8 se ilustran los efectos de estos dos tipos básicos de movimiento glaciar. Este perfil vertical a través de un glaciar también demuestra que no todo el hielo fluye hacia delante a la misma velocidad. La fricción por arrastre con el fondo del sustrato rocoso hace que las partes inferiores del glaciar se muevan mucho más despacio.

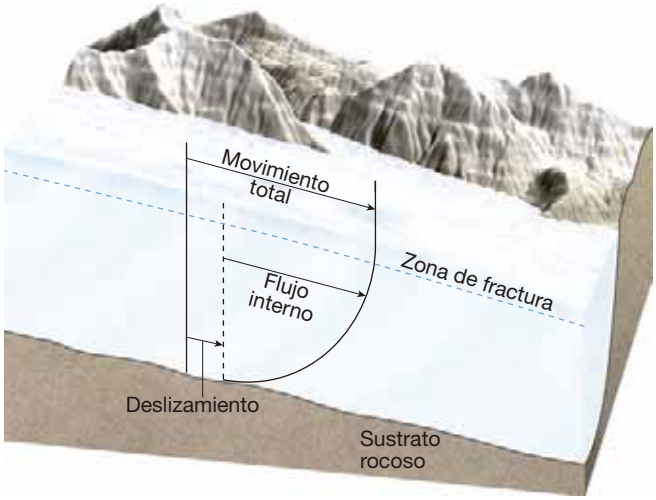


FIGURA 18.8. Corte vertical a través de un glaciar que ilustra el movimiento del hielo. El movimiento del glaciar se divide en dos componentes. Por debajo de los 50 m, el hielo se comporta plásticamente y fluye. Además, toda la masa de hielo puede deslizarse a lo largo del terreno. El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo». Obsérvese que la velocidad de movimiento es la más lenta en la base del glaciar donde la fricción por arrastre es mayor.

Al contrario que en la parte inferior del glaciar, los 50 m superiores, más o menos, no están sometidos a la suficiente presión como para exhibir flujo plástico. Antes bien, el hielo de esta zona superior es frágil y se le suele denominar, con propiedad, **zona de fractura**. El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo» por el hielo inferior. Cuando el glaciar se mueve sobre un terreno irregular, la zona de fractura está sujeta a tensión, lo que provoca hendiduras denominadas **grietas** (Figura 18.9). Estas hendiduras abismales pueden hacer que sea peligroso viajar a través de los glaciares y pueden extenderse hasta profundidades de 50 m. Por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella.

Velocidades de movimiento de un glaciar

A diferencia del flujo de las corrientes de agua, el movimiento de los glaciares no es evidente. Si pudiéramos observar el movimiento de un glaciar alpino, veríamos

FIGURA 18.9. Las grietas se forman en el frágil hielo de la zona de fractura. Pueden alcanzar los 50 m de profundidad y, como es lógico, pueden hacer que resulte peligroso viajar por un glaciar (Foto de Bo Tornvig/age footstock).

que, como el agua de un río, todo el hielo del valle no se mueve valle abajo a una velocidad igual. De la misma manera que la fricción con el fondo del lecho de roca hace más lento el movimiento del hielo en el fondo del glaciar, la fricción creada por las paredes del valle hace que el flujo sea mayor en el centro del glaciar. Esto se demostró por primera vez por experimentos realizados durante el siglo XIX, en los cuales se colocaron unos marcadores en una línea recta que atravesaba la parte superior de un glaciar de valle. Periódicamente se fueron controlando las posiciones de las estacas, que revelaron el tipo de movimiento que se acaba de describir. En el Recuadro 1.2, pág. 16, se amplía la información sobre estos experimentos.

¿Con qué velocidad se mueve el hielo glaciar? Las velocidades medias varían considerablemente de un glaciar a otro[1]. Algunos se mueven tan despacio que los árboles y otro tipo de vegetación pueden establecerse bien en los derrubios que se han acumulado en la superficie del glaciar, mientras que otros se mueven a velocidades de hasta varios metros al día. Por ejemplo, el glaciar Byrd, un glaciar de desbordamiento de la Antártida que fue estudiado durante 10 años utilizando imágenes de satélite, se movía a una velocidad de 750 a 800 m al año (unos 2 m al día). Otros glaciares del estudio avanzaban a una cuarta parte de esa velocidad.

El avance de algunos glaciares se caracteriza por periodos de movimientos extremadamente rápidos denominados **oleadas**. Los glaciares que exhiben dicho movimiento pueden fluir de una manera aparentemente normal y luego acelerar durante un tiempo relativamente corto antes de volver de nuevo a la velocidad normal. Las velocidades de flujo durante las oleadas son de hasta 100 veces la velocidad normal. Las pruebas indican que muchos glaciares pueden ser de este tipo.

Todavía no está claro si el mecanismo que provoca estos movimientos rápidos es el mismo para todos los glaciares de tipo oleada. Sin embargo, los investigadores que estudiaron el glaciar Variegated que aparece en la Figura 18.10 han determinado que las oleadas de esta masa glaciar toman la forma de un aumento rápido del deslizamiento basal causado por aumentos de la presión del agua por debajo del hielo. El incremento de la presión del agua a la base del glaciar actúa para reducir la fricción entre el lecho de roca subyacente y el hielo en movimiento. La formación de la presión, a su vez, está relacionada con los cambios en el sistema de pasajes que conducen agua a lo largo del lecho del glaciar y la liberan como un desagüe al final.

[1] Los equipos especializados de los satélites nos permiten supervisar algunos glaciares desde el espacio. La Figura 1.B del Recuadro 1.1 (pág. 14) proporciona un ejemplo de supervisión del movimiento del glaciar Lambert de la Antártida.

FIGURA 18.10. La oleada del glaciar Variegated, un glaciar de valle cerca de Yakutat, Alaska, al noroeste de Juneau, es captada en estas dos fotografías aéreas tomadas con un año de diferencia. Durante una oleada, las velocidades del hielo del glaciar Variegated son de 20 a 50 veces mayores que durante una fase inactiva (Fotos de Austin Post, U. S. Geological Survey).

Balance de un glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares están constantemente ganando y perdiendo hielo.

Zonas glaciares

La acumulación de la nieve y la formación de hielo se producen en la zona de **acumulación**. Sus límites externos están definidos por el límite de las nieves perpetuas. Como se ha comentado antes, la altitud del límite de las nieves perpetuas varía mucho, desde el nivel del mar en las regiones polares a altitudes cercanas a los

5.000 m en las áreas tropicales. Por encima del límite de las nieves perpetuas, en la zona de acumulación, la adición de nieve aumenta el espesor del glaciar y propicia su movimiento. Más allá del límite de las nieves perpetuas se encuentra la **zona de ablación**. En esta zona se produce una pérdida neta del glaciar, ya que se derrite toda la nieve del invierno anterior, así como algo del hielo glaciar (Figura 18.11).

Además de la fusión, los glaciares también se desgastan cuando se rompen grandes fragmentos de hielo del frente del glaciar en un proceso denominado **desmembramiento**. El desmembramiento glaciar crea *icebergs* en lugares donde el glaciar ha alcanzado el mar o un lago (Figura 18.12). Ya que los icebergs son ligeramente menos densos que el agua de mar, flotan muy hundidos en el agua, con más del 80 por ciento de su masa sumergida. A lo largo de los márgenes de las plataformas glaciares de la Antártida, el desmembramiento glaciar es la principal manera por medio de la cual esas masas pierden hielo. Los icebergs relativamente planos producidos aquí pueden tener un diámetro de varios kilómetros y un espesor de 600 m. Por comparación, miles de icebergs de forma irregular son producidos por los glaciares de desbordamiento que fluyen desde los márgenes de la plataforma glaciar de Groenlandia. Muchos derivan hacia el sur y se abren camino hacia el Atlántico Norte, donde pueden constituir graves peligros para la navegación.

Que el frente de un glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del balance del glaciar. El **balance glaciar** es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida en el extremo inferior. Esta pérdida se denomina **ablación**. Si la acumulación de hielo supera la ablación, el frente glaciar avanza hasta que los dos factores se equilibran. Cuando esto ocurre, el final del glaciar permanece estacionario.

Si una tendencia al calentamiento aumenta la ablación o si una reducción de las nevadas disminuye la acumulación, o ambas cosas, el frente de hielo retrocederá (Recuadro 18.1). A medida que el final del glaciar se retrae, disminuye la extensión de la zona de ablación. Por consiguiente, con el tiempo se alcanzará un nuevo equilibrio entre acumulación y desgaste, y el frente de hielo volverá a ser estacionario.

Ya esté avanzando, retrocediendo o en estado estacionario el margen de un glaciar, el hielo dentro del glaciar sigue fluyendo hacia delante. En el caso de un glaciar en recesión, el hielo todavía fluye hacia delante, pero no con suficiente rapidez como para contrarrestar

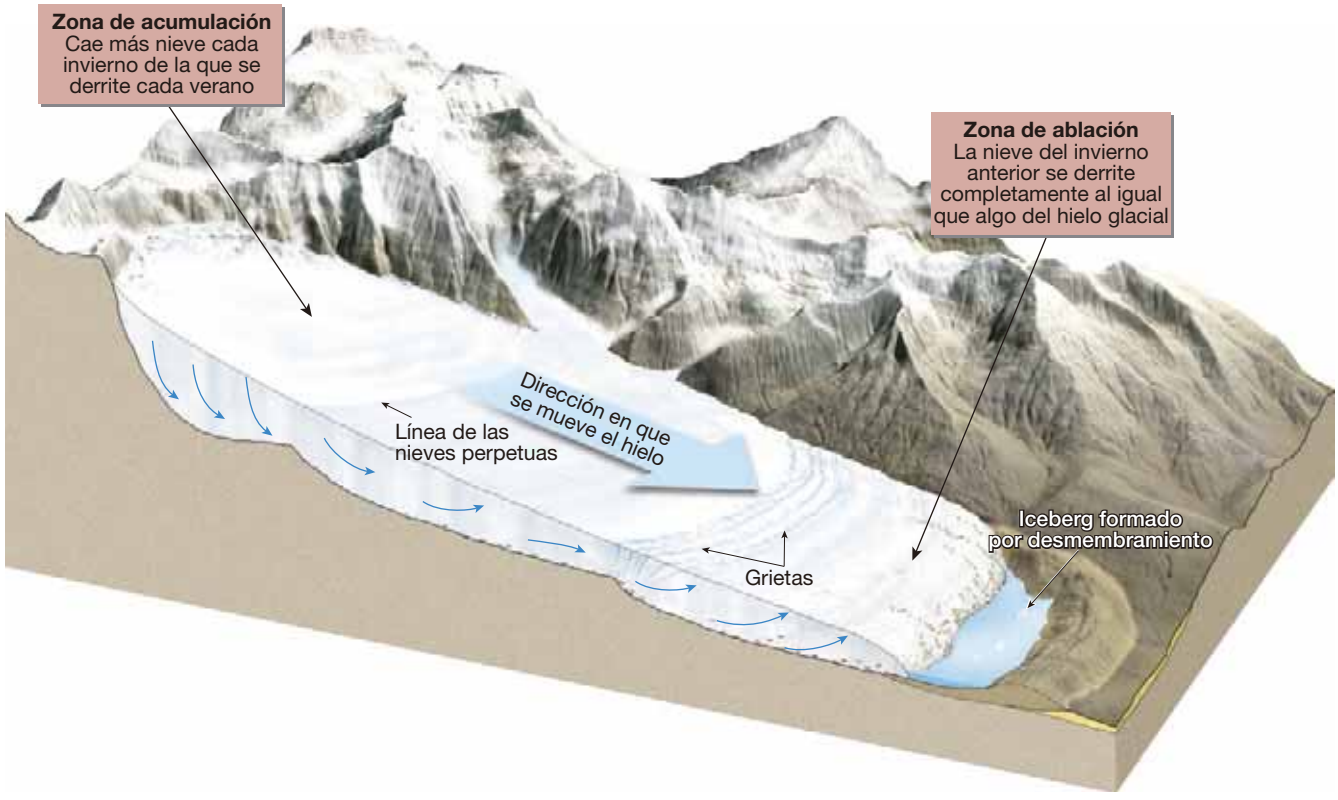


FIGURA 18.11. La línea de las nieves perpetuas separa la zona de acumulación y la zona de ablación. Por encima de esta línea, cae más nieve cada invierno de la que se derrite cada verano. Por debajo de esta línea, la nieve del invierno anterior se derrite completamente al igual que algo del hielo subyacente. Que el margen del glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del equilibrio entre la acumulación y el desgaste (ablación). Cuando un glaciar atraviesa un terreno irregular, se forman *grietas* en la parte frágil.

FIGURA 18.12. Los icebergs se forman cuando grandes trozos del glaciar se separan de su parte frontal una vez ha tocado una masa de agua. En la imagen grande, el hielo se está separando del final del glaciar Hubbard en el parque nacional Wrangell-St. Elias, Alaska (Foto de Bernhard Edmaier/Photo Researchers, Inc.). Como ilustra el esquema, solo el veinte por ciento (o menos) de un iceberg sobresale del nivel del agua. La foto más pequeña muestra un iceberg en el mar Labrador de Canadá. Nótese el kayak rojo a modo de escala (Foto por Radius Images/Photolibrary).

la ablación. Esta cuestión se ilustra bien en la Figura 1.D, pág. 16. Mientras la línea de estacas colocadas en el glaciar Rhone siguió moviéndose valle abajo, el final del glaciar iba retrocediendo lentamente valle arriba.

El balance glaciar de Groenlandia

¿Está creciendo o retrocediendo el glaciar de casquete de Groenlandia? La respuesta a esta pregunta en apariencia simple no es tarea sencilla y es mucho más complicada en el caso de los glaciares de casquete que en los glaciares de valle. Respuestas precisas requieren grandes cantidades de datos. Realizar estudios de campo en un valle glaciar plantea notables retos, como es la recogida de muestras de una amplia zona con clima extremo en una parte remota sobre un extenso periodo de tiempo. Solo es posible recopilar datos durante cortos periodos anuales en lugares muy separados. La información recopilada por estos estudios, aunque útil, solo nos da un atisbo sobre lo que está sucediendo en el glaciar de casquete groenlandés. Sin embargo, en los últimos años las observaciones de los satélites han comenzado a proporcionar a los científicos los datos necesarios para empezar a determinar si los márgenes del glaciar de casquete están fusionándose con más rapidez de la que se acumula hielo en el interior (pérdida neta) o si el nuevo hielo está acumulándose más deprisa en el interior de lo que se desgasta en los márgenes (ganancia neta).

El mapa de la Figura 18.13 se preparó utilizando los datos de satélite obtenidos desde 2003 a 2005. En este periodo, la costa de la isla perdió 155 gigatoneladas de hielo anuales, mientras que la acumulación de nieve en el interior del glaciar de casquete fue de tan solo 54 gigatoneladas anuales. Es obvio que durante este periodo dominaron los procesos que provocan una pérdida neta de masa.

EROSIÓN GLACIAR

Los glaciares son capaces de una gran erosión. Para cualquiera que haya observado el final de un glaciar alpino, las pruebas de su fuerza erosiva son claras (Figura 18.14). Se puede ser testigo de primera mano de la liberación de material rocoso de varios tamaños, por el hielo, cuando se funde. Todos los signos llevan a la conclusión de que el hielo ha arañado, restregado y roto la roca del fondo y las paredes del valle y las ha transportado valle abajo. Sin embargo, cabe destacar que los

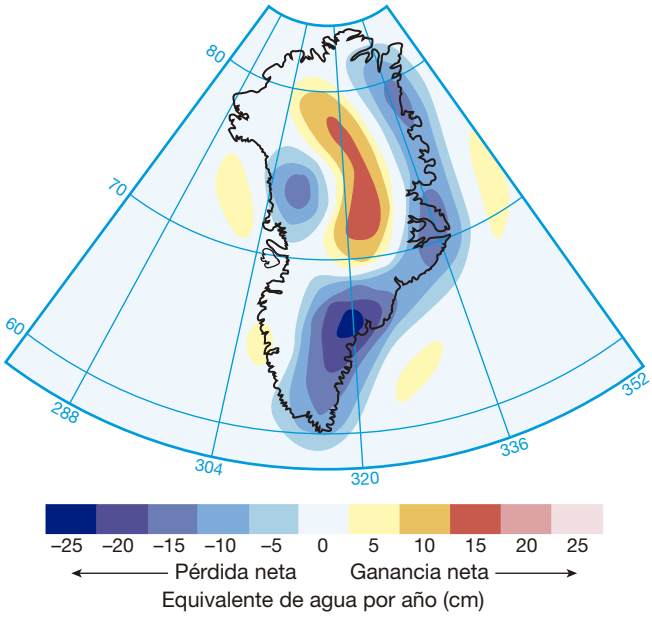


FIGURA 18.13. Este mapa se compuso a partir de las observaciones de los satélites Gravity Recovery y Climate Experiment (GRACE) de la NASA. Muestra los lugares de Groenlandia que aumentaron su masa durante el periodo de estudio de 2003 a 2005 y los que perdieron. Mientras en el centro de la isla se acumulaba el equivalente a 10-15 cm de agua por año (zonas rojas y naranjas), una zona mucho mayor experimentó pérdidas de entre 5 a 25 cm anuales. En total, Groenlandia perdió un 20 por ciento más de masa de la que recibió en forma de nevadas anuales. Estos resultados son coherentes con las tendencias en pérdida de hielo que se han documentado en otras observaciones de Groenlandia (NASA).

procesos gravitacionales en las regiones montañosas hacen importantes aportaciones a la carga de sedimentos de un glaciar. La foto que abre el Capítulo 15 en la página 464 nos proporciona un ejemplo notable.

Una vez que un derrubio rocoso es adquirido por el glaciar, la enorme competencia del hielo no permitirá que los derrubios se sedimenten como la carga transportada por una corriente de agua o por el viento. De hecho, como medio de transporte de sedimentos, el hielo no tiene parangón. Por consiguiente, los glaciares pueden transportar enormes bloques que ningún otro agente erosivo podría posiblemente mover (Figura 18.15). Aunque los glaciares actuales son de importancia limitada como agentes erosivos, muchos paisajes que fueron modificados por los glaciares que dominaban el planeta durante el periodo glacial más reciente reflejan todavía un alto grado de trabajo del hielo.

Los glaciares erosionan el terreno fundamentalmente de dos maneras: arranque y abrasión. En primer lugar, a medida que un glaciar fluye sobre una superficie fracturada del lecho de roca, ablanda y levanta bloques de roca y los incorpora al hielo. Este proceso, conocido como **arranque**, se produce cuando el agua de fusión penetra en las grietas y las diaclasas del lecho de roca del fondo del glaciar y se congela. Conforme el agua se expande, actúa como una enorme palanca que suelta la roca levantándola. De esta manera, sedimentos de todos los tamaños entran a formar parte de la carga del glaciar.

El segundo proceso erosivo importante es la **abrasión** (Figura 18.16). A medida que el hielo y su carga de fragmentos rocosos se deslizan sobre el lecho de roca, funcionan como papel de lija que alisa y pule la superficie situada debajo. La roca pulverizada producida por la «molienda» glaciar se denomina con propiedad **harina de roca**. Se puede producir tanta harina de roca que las corrientes de agua de fusión que fluyen fuera de un glaciar a menudo tienen el aspecto grisáceo de la leche desnatada y ofrecen pruebas visibles del poder de molienda del hielo.

FIGURA 18.14. Los glaciares producen una gran erosión. Como se muestra en los derrubios finales del glaciar de Alaska, se depositan grandes cantidades de sedimentos no seleccionados denominados till (Foto de Michael Collier).

FIGURA 18.15. Un gran bloque transportado por un glaciar en el parque nacional de Denali en Alaska. Estos bloques se denominan *erráticos glaciares* (Foto de Michael Collier).

A.

B.

FIGURA 18.16. **A.** La abrasión glaciar creó los arañazos y surcos de este lecho de roca. El glaciar Cove, Prince William Sound, noreste de Whittier,Alaska. **B.** Granito pulido por un glaciar en el parquet nacional Yosemite en California (Foto de Michael Collier).

Cuando el hielo del fondo de un glaciar contiene grandes fragmentos de roca, pueden incluso excavarse arañazos y surcos en el lecho de roca denominados **estrías glaciares** (Figura 18.16A). Esos surcos lineales proporcionan pistas sobre la dirección del flujo de hielo. Cartografiando las estrías a lo largo de grandes áreas, pueden a menudo reconstruirse los modelos de flujo glaciar. Por otro lado, no toda la acción abrasiva produce estrías. El hielo y su carga de partículas más finas también pueden llegar a pulir mucho las superficies rocosas sobre las cuales se desplaza el glaciar. Las grandes superficies de granito suavemente pulido del Parque Nacional Yosemite proporcionan un ejemplo excelente (Figura 18.16B).

Como ocurre con otros agentes de erosión, la velocidad de erosión de un glaciar es muy variable. Esta erosión diferencial llevada a cabo por el hielo está muy controlada por cuatro factores: (1) velocidad de movimiento del glaciar; (2) espesor del hielo; (3) forma, abundancia y dureza de los fragmentos de roca contenidos en el hielo en la base del glaciar, y (4) erosionabilidad de la superficie por debajo del glaciar. Variaciones en uno o en todos esos factores de un momento a otro o de un lugar a otro significan que los rasgos, efectos y grado de modificación del paisaje en las regiones glaciares pueden variar enormemente.

FORMAS CREADAS POR LA EROSIÓN GLACIAR

GLACIERS AND GLACIATION
▸ Reviewing Glacial Features

Los efectos erosivos de los glaciares de valle y de los glaciares de casquete son bastante diferentes. Es probable que un visitante a una región montañosa llena de glaciares vea una topografía afilada y angulosa. La razón es que, a medida que los glaciares alpinos se desplazan valle abajo, tiendan a acentuar las irregularidades del paisaje montañoso creando paredes más escarpadas y haciendo incluso más dentados los marcados picos. Por el contrario, los glaciares de casquete continental generalmente pasan por encima del terreno y, por tanto, suavizan, más que acentúan, las irregularidades que encuentran. Aunque la potencia erosiva de los glaciares de casquete es enorme, las formas esculpidas por esas enormes masas de hielo no suelen inspirar la misma admiración y temor reverente que los rasgos erosivos creados por los glaciares de valle. Gran parte del escarpado escenario montañoso tan celebrado por su majestuosa belleza es el producto de la erosión de los glaciares alpinos. En la Figura 18.17 se muestra un área

montañosa antes, durante y después de una glaciación. En los apartados siguientes abordaremos esta cuestión a menudo.

Valles glaciares

Una excursión por un valle glaciar revela una serie de rasgos notables creados por el hielo. El valle, en sí mismo, es a menudo una visión extraordinaria. A diferencia de las corrientes de agua, que crean sus propios valles, los glaciares toman el camino de menor resistencia siguiendo el curso de los valles de corriente existentes. Antes de la glaciación, los valles de montaña son característicamente estrechos y en forma de V, porque las corrientes de agua están muy por encima del nivel de base y, por consiguiente, están ejerciendo erosión en la vertical. Sin embargo, durante la glaciación esos valles estrechos experimentan una transformación conforme el glaciar los ensancha y profundiza, creando un **valle glaciar** en forma de U (Figura 18.17C y Figura 18.18). Además de producir un valle más ancho y más profundo, el glaciar también endereza el valle. A medida que el hielo fluye alrededor de las pronunciadas curvas, su gran fuerza erosiva elimina los espolones

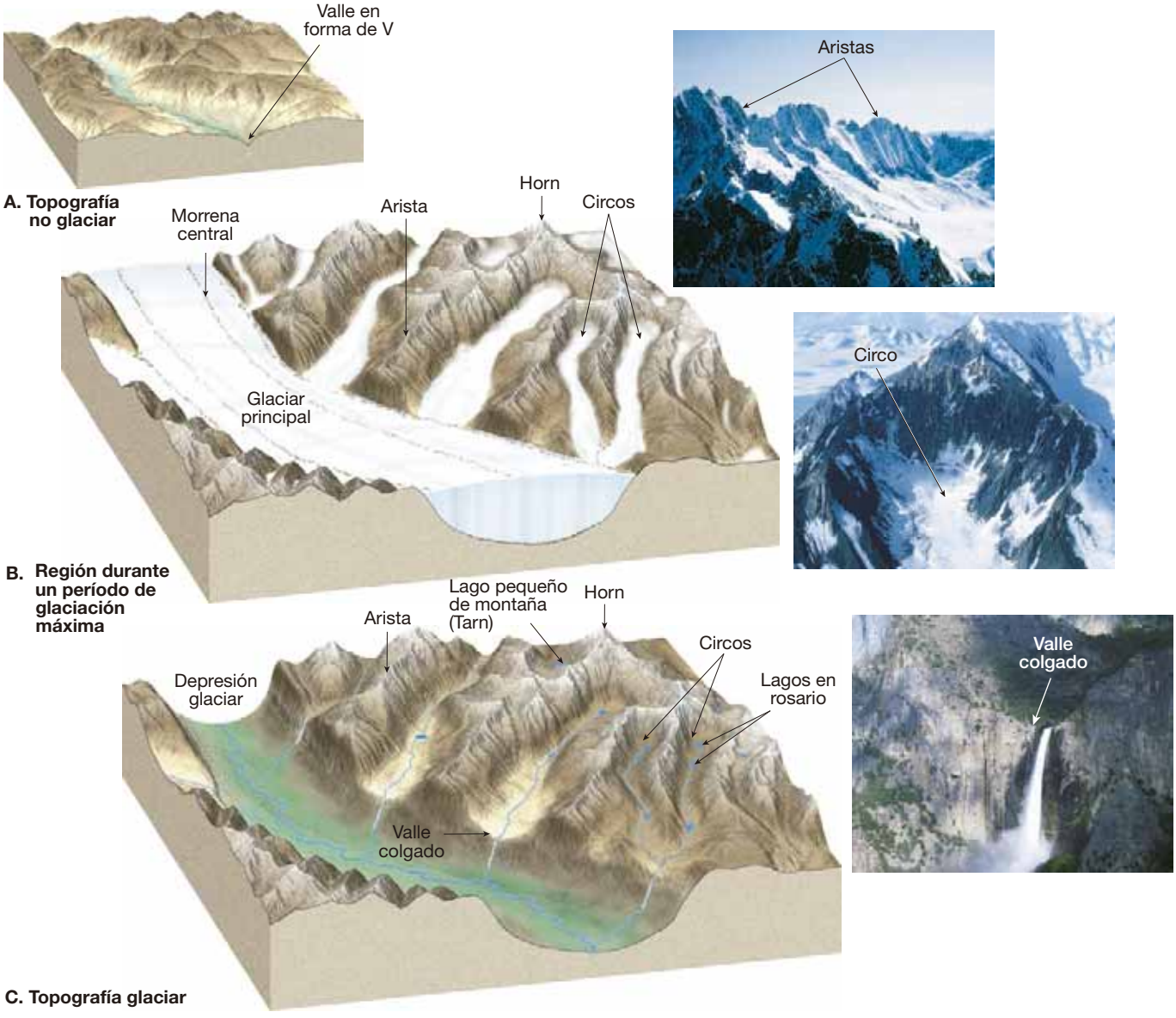


FIGURA 18.17. Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando la depresión glaciar en forma de U. En estos diagramas de un área hipotética se muestra el desarrollo de formas erosivas creadas por glaciares alpinos. El paisaje no glaciar de la parte **A** está modificado por glaciares de valle en la parte **B.** Después del retroceso del hielo, en la parte **C,** el terreno tiene un aspecto muy diferente al anterior a la glaciación (Foto del circo por Marli Miller, foto del Hanging Valley por Marc Muench, foto de la arista de James E. Patterson).

de tierra que se extienden en el valle. Los resultados de esta actividad son acantilados de forma triangular denominados **espolones truncados** (Figura 18.17).

La intensidad de la erosión glaciar que tiene lugar en los diferentes valles de una zona montañosa varía. Antes de la glaciación, las desembocaduras de los sistemas tributarios se unen al valle principal con la misma elevación que ese río tiene en el valle. Durante la glaciación, la cantidad de hielo que fluye por el valle principal puede ser mucho mayor que la que avanza por cada uno de los afluentes. Por consiguiente, el valle que acomoda el glaciar principal se erosiona con más profundidad que los valles menores que lo alimentan. Por tanto, cuando los glaciares acaban retrocediendo, los valles de los glaciares afluentes quedan por encima de la depresión glaciar principal, y se denominan **valles colgados** (Figura 18.17). Los ríos que fluyen a través de valles colgados pueden producir cascadas espectaculares, como las del Parque Nacional Yosemite (Figura 18.17).

Mientras ascienden por un valle glaciar, los excursionistas pueden pasar por una serie de depresiones en la roca del fondo del valle que fueron creadas probablemente por arranque y luego pulidas por la fuerza abrasiva del hielo. Si esas depresiones se llenan de agua, se denominan **lagos en rosario** (Figura 18.17).

En la cabecera de un valle glaciar hay una estructura muy característica y a menudo imponente denominada **circo**. Como muestra la Figura 18.17, estas depresiones en forma de tazón tienen paredes escarpadas en tres lados, pero están abiertas por el lado que desciende al valle. El circo es el punto focal de crecimiento del glaciar, porque es la zona de acumulación de nieve y de formación de hielo. Los circos empiezan como irregularidades en el lado de la montaña que luego van siendo aumentadas de tamaño por el acuñamiento de hielo y el arranque producido en los lados y en el fondo del glaciar. Después de la desaparición del glaciar, la cuenca del circo suele ser ocupada por un pequeño lago de montaña denominado **tarn** (Figura 18.17).

A veces, cuando hay dos glaciares en los lados opuestos de una divisoria, que se alejan uno del otro, la cresta divisoria que queda entre sus circos va siendo eliminada a medida que el arranque y la acción del hielo aumentan el tamaño de cada uno de ellos. Cuando esto ocurre, las dos depresiones glaciares llegan a cruzarse, creando una garganta o paso de un valle al otro. A esta estructura se la denomina **un collado**. Algunos pasos de montaña importantes que son collados son: el paso de St. Gotthard en los Alpes suizos, el de Tioga en Sierra Nevada, California, y el de Berthoud en las Rocosas, Colorado.

Antes de dejar el tema de los valles glaciares y sus rasgos asociados, deben comentarse unas estructuras bastante bien conocidas: los fiordos. Los **fiordos** son ensenadas profundas, a menudo espectaculares, de laderas escarpadas, presentes en zonas de latitudes

FIGURA 18.18. Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando la depresión glaciar en forma de U que se ve aquí. Valle de Romsdal, Noruega (Foto de Hal Beral/Corbis).

La Tierra como sistema

Glaciares en retroceso

RECUADRO 18.1

Los glaciares son sensibles a los cambios en las temperaturas y las precipitaciones y, por tanto, pueden proporcionar pistas sobre los cambios climáticos. En 1991, unos excursionistas encontraron los restos momificados de un hombre del Neolítico en los Alpes. Estos restos estaban blindados y se habían preservado en el hielo glaciar durante más de 5.000 años. Este descubrimiento y su análisis posterior proporcionaron una fascinante visión de un tiempo bien distinto y cautivó al mundo. El descubrimiento también suponía que el glaciar había alcanzado su nivel mínimo en 5.000 años. El glaciar menguante que conservaba el «hombre de hielo» no es un caso único.

En Norteamérica, uno de los glaciares más visitados es el glaciar Athabasca, una lengua de hielo de 7 km que se extiende desde el Columbia Icefield en las escarpadas Rocosas Canadienses. La gente que regrese a la zona unos años después de su primera visita se percatará del cambio de posición al final del glaciar (Figura 18.A). En los últimos 125 años, el glaciar Athabasca ha perdido la mitad de su volumen y ha retrocedido más de un kilómetro y medio, dejando en su lugar una gruesa e irregular capa de derrubios rocosos.

En el último siglo, los glaciares de todo el mundo, salvo pocas excepciones, han estado retrocediendo a velocidades sin precedentes (Figura 18.B) y algunos han desaparecido por completo. Según un estudio de los datos proporcionados por los satélites, entre

FIGURA 18.A. Glaciar Athabasca en el parque nacional Jasper, en las Rocosas Canadienses. Esta foto fue tomada en agosto de 2005. El marcador con la fecha muestra donde estaba el extremo del glaciar en 1992. Ahora el glaciar está en retroceso a un ritmo de 2 a 3 m anuales (Foto por Hughrocks).

1961 y 2004, los glaciares de todo el mundo (fuera de los glaciares de casquete de Groenlandia y la Antártida) perdieron unos 8.000 kilómetros cúbicos de hielo . Esta cantidad es casi el hielo que se necesitaría para que un glaciar de un kilómetro de espesor cubriera una porción de tierra equivalente a la que hay entre Nueva York y Los Ángeles.

Mark B. Dyurgerov and Mark F. Meier. *laciers and the Changing Earth ystem*, Boulder, Colorado: INSTAAR Occasional Paper No. 58, 2005.

FIGURA 18.B. Dos imágenes tomadas con 63 años de diferencia en el mismo punto en el parque nacional del glaciar Bay en Alaska. El Glaciar Mui, que predomina en la foto de 1941, ha retrocedido hasta no ser visible en la imagen de 2004. El glaciar Riggs (parte superior derecha) se ha estrechado y ha retrocedido significativamente (Fotos cortesía del National Snow and Ice Data Center).

altas, donde las montañas están al lado del océano (Figura 18.19). Se trata de valles glaciares inundados que quedaron sumergidos cuando el hielo abandonaba el valle y el nivel del mar se elevó después del periodo glacial cuaternario. Las profundidades de los fiordos pueden superar los 1.000 m. Sin embargo, las grandes profundidades de estos valles inundados se explican solo en parte por la elevación posglaciar del nivel del mar. A diferencia de la situación que gobierna el trabajo erosivo descendente de los ríos, el nivel del mar no actúa como un nivel de base para los glaciares. Por consiguiente, los glaciares son capaces de erosionar sus lechos bastante por debajo de la superficie del mar. Por ejemplo, un glaciar de 300 m de espesor puede excavar el fondo de su valle más de 250 m por debajo del nivel del mar antes de que cese la erosión descendente y el hielo empiece a flotar. Noruega, Columbia británica, Groenlandia, Nueva Zelanda, Chile y Alaska tienen líneas de costa caracterizadas por fiordos.

Aristas y horns

Una visita a los Alpes y a las Rocosas del norte, o a muchos otros paisajes montañosos extraordinarios, esculpidos por los glaciares de valle, revelan no solo valles glaciares, circos, lagos en rosario y los otros rasgos relacionados que acabamos de comentar. También es probable que muestren crestas sinuosas de bordes agudos denominados **aristas** y picos piramidales agudos denominados **horns** que se proyectan por encima de los alrededores. Los dos rasgos pueden originarse

FIGURA 18.19. La costa noruega es conocida por sus muchos fiordos. Estos estuarios marinos esculpidos por el hielo tienen cientos de metros de profundidad (Imágenes de satélite cortesía de la NASA; foto de Wolfgang Meier/Photolibrary).

a partir del mismo proceso básico: el aumento de tamaño de los circos producido por arranque y por la acción del hielo (Figura 18.17). En el caso de las cúspides rocosas denominadas horns, los responsables son grupos de circos situados alrededor de una sola montaña elevada. A medida que los circos aumentan de tamaño y convergen, se produce un horn aislado. El ejemplo más famoso es el Matterhorn de los Alpes suizos (Figura 18.20).

Las aristas pueden formarse de una manera similar, a excepción de que los circos no se agrupan alrededor de un punto, sino que existen a los lados opuestos de una divisoria. A medida que crecen los circos, la divisoria que los separa se reduce a una estrecha partición en

FIGURA 18.20. Los horns son picos afilados con forma de pirámide, modelados por los glaciares alpinos. Este ejemplo es el famoso Matterhorn en los Alpes suizos (Foto de Gavriel Jecan/Art Wolfe, Inc.).

forma de filo de cuchillo. Una arista, sin embargo, también puede formarse de otra manera. En el caso de que dos glaciares ocupen valles paralelos, puede formarse una arista cuando la divisoria que separa las lenguas de hielo en movimiento se va estrechando progresivamente a medida que los glaciares pulen y ensanchan sus valles adyacentes.

Rocas aborregadas

En muchos paisajes glaciares, pero con más frecuencia allí donde los glaciares continentales de casquete han modificado el terreno, el hielo esculpe pequeñas colinas orientadas aerodinámicamente a partir de protuberancias del lecho de roca. Una protuberancia asimétrica del lecho de roca de este tipo se denomina **roca aborregada**. Las rocas aborregadas se forman cuando la abrasión glaciar alisa la suave pendiente que está en frente del hielo glaciar que se aproxima y el arranque aumenta la inclinación del lado opuesto a medida que el hielo pasa por encima de la protuberancia (Figura 18.21). Las rocas aborregadas indican la dirección del flujo glaciar, porque la pendiente más suave se encuentra generalmente en el lado desde el cual avanzó el hielo.

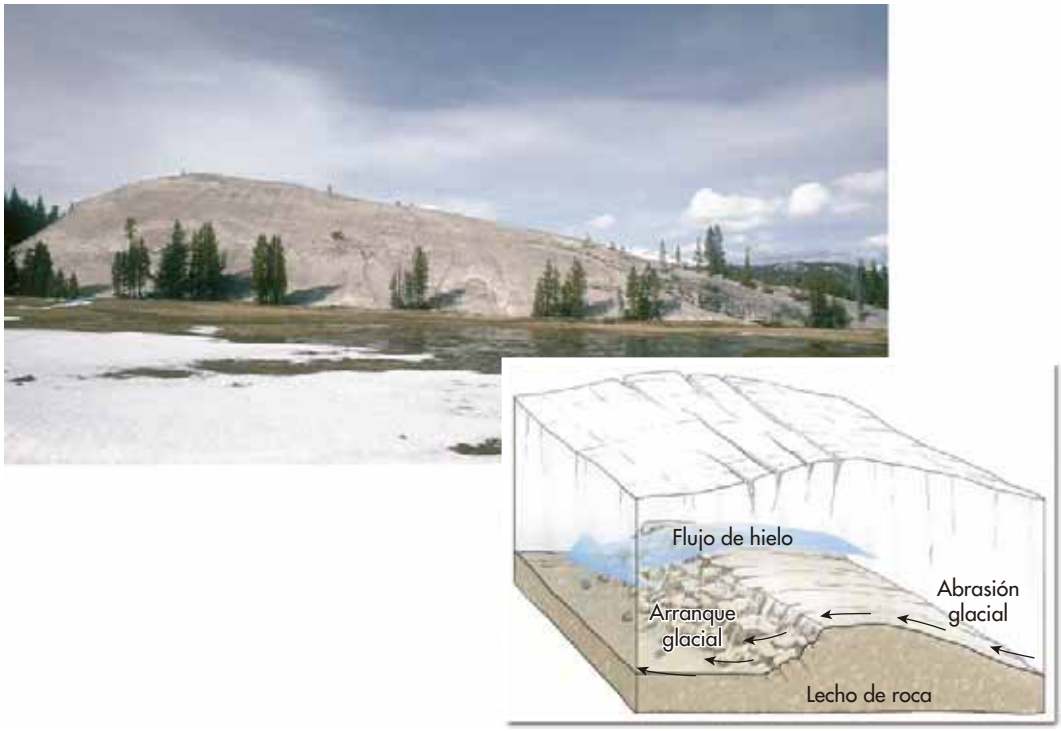


FIGURA 18.21. Roca aborregada en el Parque Nacional Yosemite, California. La pendiente suave experimentó abrasión y el lado más empinado experimentó arranque. El hielo se movió de derecha a izquierda (Foto de E. J. Tarbuck).

DEPÓSITOS GLACIARES

GLACIERS AND GLACIATION
▸ Reviewing Glacial Features

Los glaciares recogen y transportan una enorme carga de derrubios a medida que avanzan lentamente a través del terreno. Por fin, esos materiales se depositan cuando se funde el hielo. En las regiones donde se deposita, el sedimento glaciar puede desempeñar un papel verdaderamente significativo en la formación del paisaje físico. Por ejemplo, muchas áreas, durante el reciente periodo glacial, estuvieron cubiertas por los glaciares continentales, siendo raro que el sustrato rocoso quede expuesto, porque el terreno está completamente cubierto por depósitos glaciares cuyo espesor es de decenas o incluso centenares de metros. El efecto general de esos depósitos es el de reducir el relieve local y, por tanto, nivelar la topografía. De hecho, las escenas rurales que son familiares para muchos son el resultado directo de la sedimentación glaciar.

Mucho antes de que se propusiera incluso la teoría de una Edad del Hielo generalizada, se reconocía que gran parte del suelo y los derrubios rocosos que cubren diversas zonas de Europa procedían de algún otro lugar. En aquella época, se creía que esos materiales «foráneos» habían sido «arrastrados» a sus posiciones actuales por hielo flotante durante una inundación antigua. Por consiguiente, en inglés se dio el nombre de *drift* (que significa arrastre) a este sedimento. Aunque originado a partir de un concepto incorrecto, este término estaba tan bien establecido cuando se reconoció el verdadero origen glaciar de los derrubios que perduró en el vocabulario glaciar básico. En castellano se denominan **derrubios glaciares**, término que abarca todos los sedimentos de origen glaciar sin importar cómo, dónde o de qué forma fueron depositados.

Una de las características que distinguen los derrubios glaciares de los sedimentos dejados por otros agentes erosivos es que los depósitos glaciares consisten fundamentalmente en derrubios de roca mecánicamente meteorizada que experimentaron poca o ninguna meteorización química antes de su deposición. Por tanto, los minerales que tienen una notable propensión a la descomposición química, como la hornblenda o las plagioclasas, a menudo son componentes abundantes de los sedimentos glaciares.

Los geólogos dividen los derrubios glaciares en dos tipos distintos: (1) los materiales depositados directamente por el glaciar, que se conocen como **tills**, y (2) los sedimentos dejados por el agua de fusión del glaciar, denominados **derrubios estratificados**. Consideraremos ahora las formas creadas por cada uno de estos tipos.

Formas compuestas por tills

Un **till** se deposita a medida que el hielo glacial se funde y deja su carga de fragmentos rocosos. A diferencia de las corrientes de agua y viento, el hielo no puede seleccionar el sedimento que transporta; por consiguiente, los depósitos de till son mezclas característicamente no seleccionadas de clastos de muchos tamaños (Figura 18.22).Un examen de cerca de este sedimento demuestra que muchos de sus fragmentos están arañados y pulidos como consecuencia de haber sido arrastrados por el glaciar. Estos fragmentos ayudan a distinguir el till de otros depósitos que son una mezcla de tamaños diferentes de sedimento, como los materiales procedentes de un flujo de derrubios o un deslizamiento de rocas.

Los grandes bloques encontrados en el till o libres sobre la superficie se denominan **erráticos glaciares**, si son diferentes del lecho de roca sobre el que se encuentran (Figura 18.15). Por supuesto, esto significa que deben haber sido desviados de su lugar de origen, fuera del área donde se sitúan. Aunque se desconoce la localidad de donde proceden muchos bloques erráticos, puede determinarse el origen de algunos. En muchos casos, los enormes bloques fueron transportados hasta 500 km de su área original y, en unos pocos casos, más de 1.000 km. Por consiguiente, estudiando los bloques erráticos glaciares, así como la composición mineral del till que queda, los geólogos son a veces capaces de seguir la pista a un lóbulo de hielo.

En zonas de Nueva Inglaterra y otras áreas, los bloques erráticos salpican los pastos y los campos de labranza. De hecho, en algunos lugares estas grandes rocas fueron recogidas de los campos y apiladas para construir vallas y muros (Figura 18.13). Mantener limpios los campos, sin embargo, es una tarea que nunca se acaba porque cada primavera aparecen bloques erráticos nuevos. El levantamiento del suelo por congelación durante el invierno los saca a la superficie.

Morrenas laterales y medianas

El término más común para las formas constituidas por los depósitos glaciares es el de *morrena.* Originalmente, este término lo utilizaron los campesinos franceses para referirse a los rebordes y los terraplenes de derrubios encontrados cerca de los márgenes de los glaciares en los Alpes franceses. En la actualidad, sin embargo, morrena tiene un significado más amplio, porque se aplica a una serie de formas, todas ellas compuestas fundamentalmente por till.

Los glaciares alpinos producen dos tipos de morrenas que aparecen exclusivamente en los valles de montaña. El primero de ellos se denomina **morrena lateral**. Como vimos antes, cuando un glaciar alpino se desplaza valle abajo, el hielo erosiona las laderas del valle con gran eficacia. Además, se añaden grandes cantidades de derrubios a la superficie del glaciar a medida que el material cae, o se desliza, desde una posición más elevada en los muros del valle y se acumula en los bordes

FIGURA 18.22. El till glaciar es una mezcla no seleccionada de muchos tamaños de sedimento diferentes. Un examen más próximo revela a menudo cantos grandes que han sido arañados a medida que fueron arrastrados por el glaciar (Foto de E. J. Tarbuck).

del hielo en movimiento (Figura 18.23). Cuando el hielo acaba por derretirse, esta acumulación de derrubios se deja caer cerca de las paredes del valle. Estas acumulaciones de till que corren paralelas a los laterales del valle constituyen las morrenas laterales.

El segundo tipo de morrena que es exclusivo de los glaciares alpinos es la **morrena central**. Las morrenas centrales se crean cuando dos glaciares alpinos se unen para formar una sola corriente de hielo. El till que antes era transportado a lo largo de los laterales de cada glaciar se junta para formar una única banda oscura de derrubios dentro del glaciar recientemente aumentado de tamaño, como bien ilustra la Figura 18.23. La creación de estas bandas oscuras dentro de la corriente de hielo es una prueba obvia de que el hielo glaciar se mueve, porque la morrena no podría formarse si el hielo no fluyera valle abajo. Es bastante común ver varias morrenas centrales dentro de un solo glaciar alpino grande, porque se formará una línea cuando un glaciar afluente se una al valle principal.

Morrenas terminales y de fondo

Una **morrena terminal** es un montículo de till que se forma al final de un glaciar. Estas formas relativamente comunes se depositan cuando se alcanza el estado de equilibrio entre la ablación y la acumulación de hielo. Es decir, la morrena terminal se forma cuando el hielo se está fundiendo y evaporando cerca del extremo del glaciar a una velocidad igual a la del avance del glaciar desde su región de alimentación. Aunque el extremo del glaciar es ahora estacionario, el hielo continúa fluyendo hacia delante, liberando un suministro continuo de sedimento, de la misma manera que una cinta transportadora libera los productos al final de una línea de producción. A medida que el hielo se funde, el till se deposita y la morrena terminal crece. Cuanto más tiempo permanezca estable el frente de hielo, mayor tamaño adquirirá el montículo de till.

Por fin, llegará el momento en que la ablación supere la alimentación. En este punto, el frente del glaciar empieza a retroceder en la dirección desde la cual avanzaba en un principio. Sin embargo, a medida que el frente de hielo retrocede, la acción de la cinta transportadora del glaciar continúa proporcionando suministros frescos de sedimento al extremo del glaciar. De esta manera, se deposita una gran cantidad de till a medida que el hielo se funde, creando una llanura ondulante de roca diseminada. Esta capa de till suavemente ondulada depositada conforme retrocede el frente de hielo se denomina **morrena de fondo**. La morrena de fondo tiene un efecto nivelador, rellenando los puntos bajos y obturando los viejos cauces de corrientes de agua, induciendo a menudo un desarreglo del sistema de drenaje existente. En áreas donde esta capa de till está todavía relativamente fresca, como en el norte de la región de los Grandes Lagos, son bastante comunes terrenos pantanosos poco drenados.

Periódicamente el glaciar retrocederá hasta un punto donde la ablación y la alimentación se equilibrarán una

FIGURA 18.23. Las morrenas centrales se forman donde se unen las morrenas laterales de los glaciares de valle que se unen. Parque nacional Saint Elias Alaska (Foto de Tom Bean/Alamy).

vez más. Cuando esto ocurra, el frente de hielo se estabilizará y se formará una nueva morrena terminal.

El modelo de formación de morrenas terminales y de deposición de morrenas de fondo puede repetirse muchas veces antes de que el glaciar se haya desvanecido por completo. Dicho modelo se ilustra en la Figura 18.24. Debe señalarse que la morrena terminal más exterior marca el límite de avance del glaciar. Dada esta consideración principal, esta morrena final se denomina también **morrena terminal**. Por otra parte, las morrenas terminales que se depositaron durante las estabilizaciones ocasionales del frente de hielo durante los retrocesos se denominan **morrenas de retroceso**. Obsérvese que las morrenas terminales y las morrenas de retroceso son esencialmente iguales; la única diferencia entre ellas es su posición relativa.

Las morrenas terminales depositadas durante la mayor etapa de glaciación del periodo glacial más reciente son estructuras prominentes en muchas partes del medio oeste y del noroeste norteamericano. En Wisconsin, el terreno montañoso y boscoso de la morrena Kettle, cerca de Milwaukee, es un ejemplo particularmente pintoresco. Un ejemplo bien conocido del noroeste es Long Island. Esta tira de sedimento glaciar que se extiende en dirección noreste desde la ciudad de Nueva York forma parte de un complejo de morrenas terminales que se prolonga desde el este de Pensilvania hasta Cape Cod, Massachusetts (Figura 18.25). Las morrenas terminales que constituyen Long Island representan materiales que fueron depositados por un glaciar de casquete continental en las aguas relativamente someras de la costa y que se acumularon muchos metros por encima del agua que separa la isla de tierra firme, no acumuló la misma cantidad de depósitos glaciares y, por consiguiente, se inundó durante la elevación del mar que siguió al periodo glacial.

En la Figura 18.26 se representa un área hipotética durante la glaciación y el ulterior retroceso de las plataformas glaciares. Se muestran las morrenas descritas en esta sección, así como las estructuras deposicionales tratadas en las secciones siguientes. En esta figura se reproducen las estructuras del paisaje parecidas a las que encontraríamos al viajar por la parte superior del oeste medio o Nueva Inglaterra. A medida que lea las siguientes secciones que tratan otros depósitos glaciares, será remitido a esta figura varias veces.

Drumlins

Las morrenas no son las únicas formas depositadas por los glaciares. En determinadas áreas que estuvieron en alguna ocasión cubiertas por glaciares continentales de casquete existe una variedad especial de paisaje glacial caracterizado por colinas lisas, alargadas y paralelas

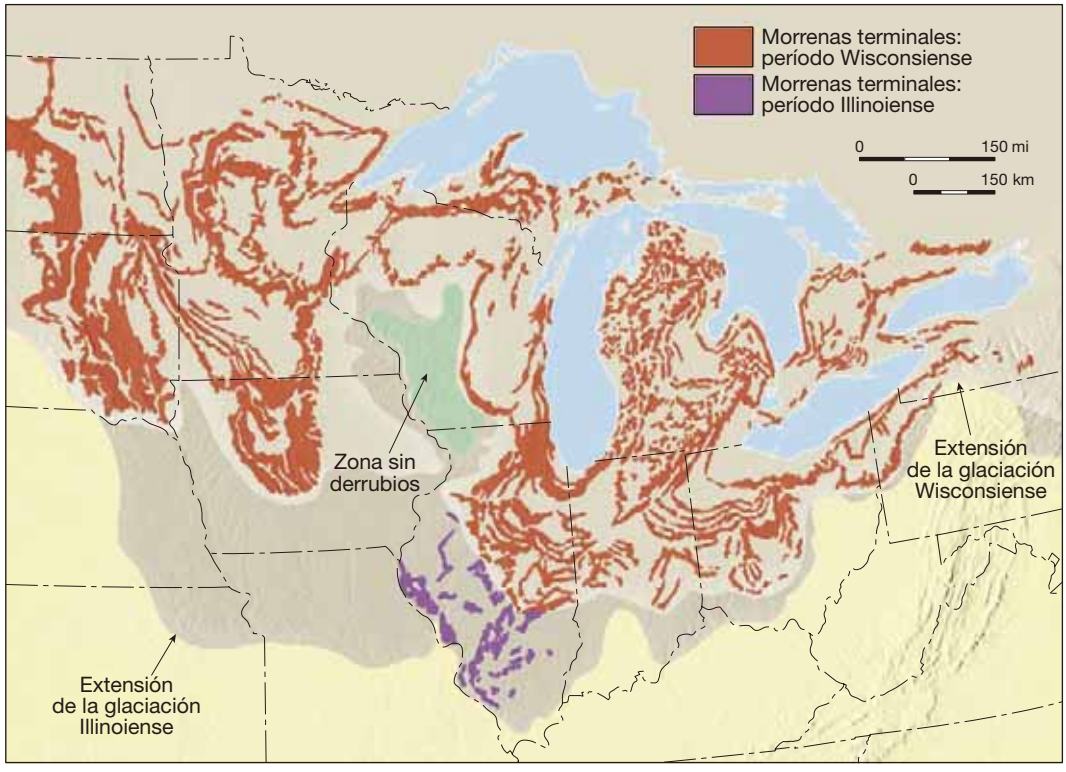


FIGURA 18.24. Morrenas terminales de la región de los Grandes Lagos. Las depositadas durante la etapa más reciente (Wisconsiense) son las más relevantes.

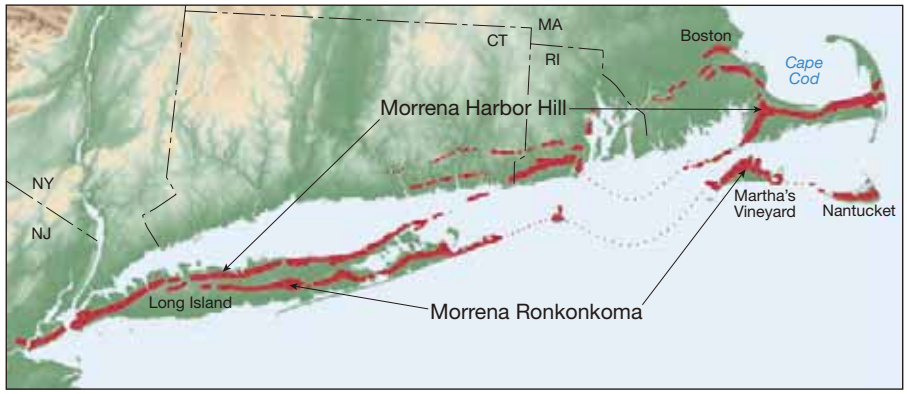


FIGURA 18.25. Las morrenas terminales constituyen partes sustanciales de Long Island, Cape Cod, Martha's Vineyard y Nantucket. Aunque algunas porciones están sumergidas, la morrena Ronkonkoma (una morrena terminal) se extiende a través de Long Island central, Martha's Vineyard y Nantucket. Se depositó hace unos 20.000 años. La morrena de retroceso Harbor Hill, que se formó hace unos 14.000 años, se extiende a lo largo de la costa norte de Long Island, a través del sur de Rhode Island y Cape Cod.

denominadas **drumlins** (Figura 18.26). Por supuesto, uno de los drumlins mejor conocidos es el Bunker Hill de Boston, donde tuvo lugar la famosa batalla de la Revolución Norteamericana en 1775.

Un examen del Bunker Hill u otros drumlins menos famosos revelaría que los drumlins son colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas fundamentalmente por till. Su altura oscila entre 15 y 50 m y pueden llegar a medir un kilómetro de longitud. El lado empinado de la colina mira en la dirección desde la cual avanzó el hielo, mientras que la pendiente más larga y suave sigue la misma dirección de movimiento del

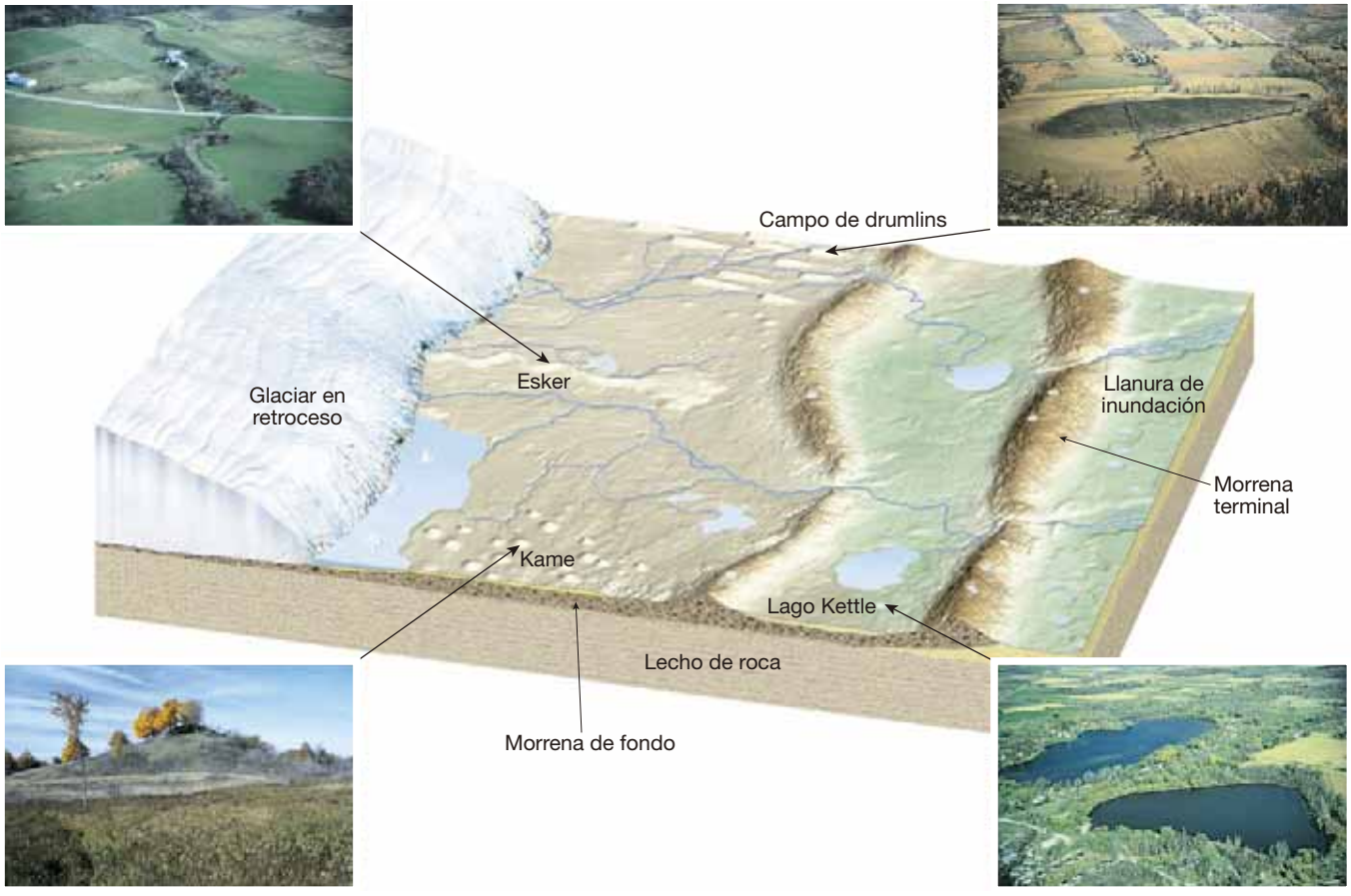


FIGURA 18.26. Esta área hipotética ilustra muchas formas deposicionales comunes.

hielo. Los drumlins no se encuentran como formas aisladas; antes por el contrario, aparecen en grupos denominados *campos de drumlins* (Figura 18.27). Uno de esos grupos, al oeste de Rochester, Nueva York, se calcula que contiene unos 10.000 drumlins. Aunque la formación de los drumlins no se conoce del todo, su forma aerodinámica indica que fueron modelados en la zona de flujo plástico dentro de un glaciar activo. Se cree que muchos drumlins se originan cuando los glaciares avanzan sobre derrubios glaciares previamente depositados, remodelando el material.

FORMAS CONSTITUIDAS POR DERRUBIOS GLACIARES ESTRATIFICADOS

Como su nombre indica, los **derrubios glaciares estratificados** están seleccionados de acuerdo con el peso y el tamaño de los clastos. Dado que el hielo no es capaz de esta actividad de selección, esos materiales no son depositados directamente por el glaciar, como ocurre con los tills; en cambio, reflejan la acción de selección del agua de fusión del glaciar. Las acumulaciones de derrubios glaciares estratificados suelen estar constituidos fundamentalmente de arena y grava (es decir, material de carga de fondo) porque la harina de roca más fina permanece suspendida y, por consiguiente, es normalmente transportada bastante más allá del glaciar por las corrientes de agua de fusión.

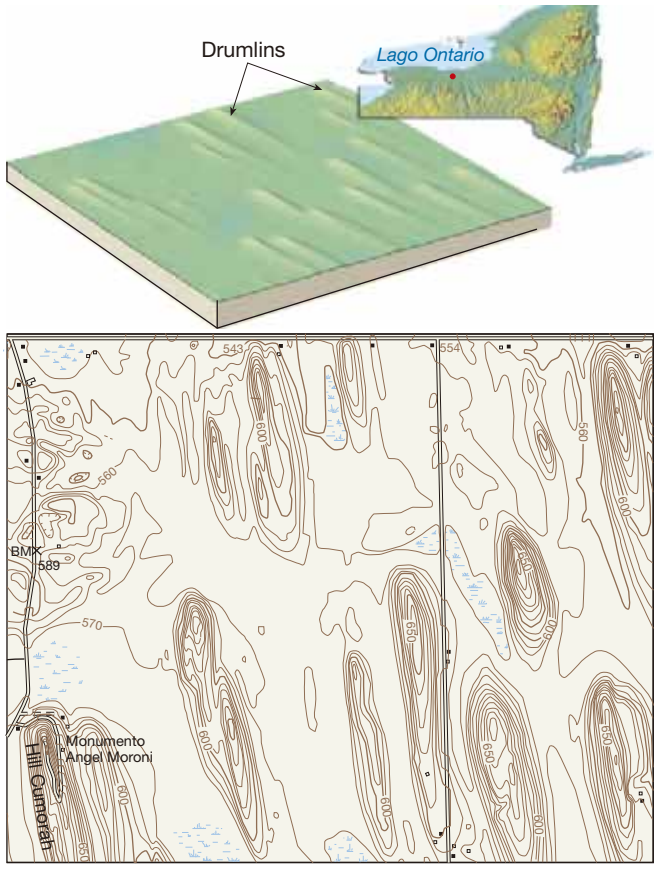


FIGURA 18.27. Porción de un campo de drumlins mostrada en el mapa topográfico de Palmyra, Nueva York. El norte está arriba. Los drumlins son más empinados en la ladera norte, lo que indica que el hielo avanzó desde esa dirección.

Llanuras aluviales y trenes de valle

Al mismo tiempo que se forma una morrena terminal, el agua del glaciar que se funde cae en cascada por encima del till, arrastrando algo de este último hacia fuera por delante de la cresta en crecimiento de derrubios no seleccionados. El agua de fusión surge generalmente del hielo en corrientes de movimiento rápido que, a menudo, son obstruidas por material suspendido y que transportan además una sustancial carga de fondo. A medida que el agua abandona el glaciar, se desplaza sobre la superficie relativamente plana del frente del glaciar y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha de su carga de fondo se deja caer y el agua de fusión empieza a entretejer un modelo complejo de canales anastomosados (Figura 18.26). De esta manera, se crea una amplia superficie en forma de rampa, compuesta por derrubios glaciares estratificados, adyacente al borde corriente abajo de la mayoría de las morrenas terminales. Cuando esta estructura se forma en asociación con un glaciar de casquete, se denomina **llanura aluvial** y cuando está fundamentalmente confinada a un valle de montaña, se la suele denominar **«tren de valle»**.

Las llanuras de aluvión y los trenes de valle suelen estar salpicados de cuencas conocidas como **kettles** (Figura 18.26). Las kettle se producen también en depósitos de till. Se forman cuando bloques de hielo estancado resultan completa o parcialmente enterrados en el derrubio glaciar y acaban por derretirse, dejando hoyos en el sedimento glaciar. Aunque la mayoría de las depresiones glaciares no superan los 2 km de diámetro, en Minnesota hay algunas cuyo diámetro es superior a los 10 km. De igual manera, la profundidad normal de la mayoría de las depresiones glaciares es inferior a 10 m, aunque las dimensiones verticales de algunas se aproximan a los 50 m. En muchos casos, el agua acaba rellenando la depresión y forma un lago o una laguna. Un ejemplo bien conocido es el Walden Pond, cerca de Concord, Massachusetts, donde vivió Henry David Thoreau solo durante 2 años en la década de 1840 y sobre el cual escribió su famoso libro *Walden, or life in the woods*.

A veces los alumnos preguntan…

¿Hay algún tipo de depósito glaciar valioso?

Sí. En las regiones glaciares, los paisajes constituidos por derrubios glaciares estratificados, como los eskers, suelen ser excelentes fuentes de arena y grava. Aunque el valor por tonelada es bajo, se utilizan grandes cantidades de estos materiales en la industria de la construcción. Además, las arenas y las gravas de los glaciares son valiosas porque hacen acuíferos excelentes y, por tanto, son fuentes significativas de aguas subterráneas en algunas zonas. Las arcillas de lagos glaciares anteriores se han utilizado en la fabricación de ladrillos.

Depósitos en contacto con el hielo

Cuando el final de un glaciar que se está derritiendo se encoge hasta un punto crítico, el flujo se detiene prácticamente y el hielo se estanca. El agua de fusión que fluye por encima, en el interior y en la base del hielo inmóvil deja depósitos de derrubios estratificados. Entonces, a medida que el hielo sustentador se va derritiendo, se va dejando atrás sedimento estratificado en forma de colinas, terrazas y cúmulos. Dichas acumulaciones se denominan colectivamente **depósitos en contacto con el hielo** y se clasifican en función de su forma.

Cuando el derrubio estratificado en contacto con el hielo tiene la forma de una colina de laderas empinadas o montículos, se denomina **kame** (Figura 18.26). Algunos kames representan cuerpos de sedimento depositados por el agua de fusión en aperturas del interior del hielo o en depresiones de su superficie. Otros se originan cuando se van formando deltas o abanicos hacia el exterior del hielo por las corrientes de agua de fusión. Por último, cuando el hielo estancado se funde, las diversas acumulaciones de sedimento se unen para formar montículos aislados e irregulares.

Cuando el hielo glaciar ocupa un valle, pueden formarse **terrazas de kame** a lo largo de los lados del valle. Estas estructuras suelen ser masas estrechas de derrubios estratificados depositados entre el glaciar y la ladera del valle por corrientes que dejan los derrubios a lo largo de los márgenes de la masa de hielo que se va encogiendo.

Un tercer tipo de depósito en contacto con el hielo es una cresta larga, estrecha y sinuosa, compuesta fundamentalmente por arena y grava. Algunos tienen una altura superior a los 100 m y longitudes que superan los 100 km. Las dimensiones de muchos otros son bastante menos espectaculares. Conocidas como **eskers**, estas crestas son depositadas por ríos de agua de fusión que fluyen dentro, encima y debajo de una masa de hielo glaciar estancada inmóvil (Figura 18.26). Los torrentes de agua de fusión transportan sedimentos de muchos tamaños en los canales con riberas de hielo, pero solo el material más grueso puede depositarse por la corriente turbulenta.

ALGUNOS EFECTOS INDIRECTOS DE LOS GLACIARES DEL PERIODO GLACIAL CUATERNARIO

Además del trabajo erosivo y deposicional masivo llevado a cabo por los glaciares del Pleistoceno, los glaciares de casquete tuvieron otros efectos, a veces profundos, sobre el paisaje. Por ejemplo, a medida que el hielo avanzaba y retrocedía, los animales y las plantas se vieron obligados a migrar. Esto indujo a esfuerzos que algunos organismos no pudieron tolerar. Por consiguiente, se extinguió una serie de plantas y animales.

Otros efectos de los glaciares del pleistoceno que se han descrito en esta sección consistieron en ajustes de la corteza terrestre debidos al avance y retroceso del hielo, además de cambios en el nivel del mar asociados a la formación y fusión de los glaciares. El avance y el retroceso de los glaciares de casquete provocaron cambios significativos en las rutas tomadas por los ríos. En algunas regiones, los glaciares actuaron como diques creando grandes lagos. Cuando estos diques de hielo cedieron, los efectos sobre el paisaje fueron enormes. En zonas donde hoy encontramos desiertos, durante el Pleistoceno se formaron lagos de otro tipo, denominados lagos pluviales.

Subsidencia de la corteza y reajuste

En zonas que fueron centros de acumulación glaciar, como Escandinavia y el escudo canadiense, la tierra se ha ido levantando lentamente en los últimos miles de años. En la región de la bahía de Hudson se ha producido un levantamiento de casi 300 m. Esto es también consecuencia de los glaciares continentales de casquete. Pero, ¿cómo el hielo glaciar puede producir esos movimientos verticales de la corteza? Ahora sabemos que la tierra se está levantando porque el peso añadido de la masa de hielo de 3 km de espesor produjo un pandeo hacia abajo de la corteza de la Tierra. Después de la eliminación de esta inmensa carga, la corteza se ha ido ajustando desde entonces mediante reajuste gradual hacia arriba (Figura 18.28)[2].

[2] En la sección «Isostasia» del Capítulo 14 se proporciona un comentario más completo de este concepto, denominado *ajuste isostático.*

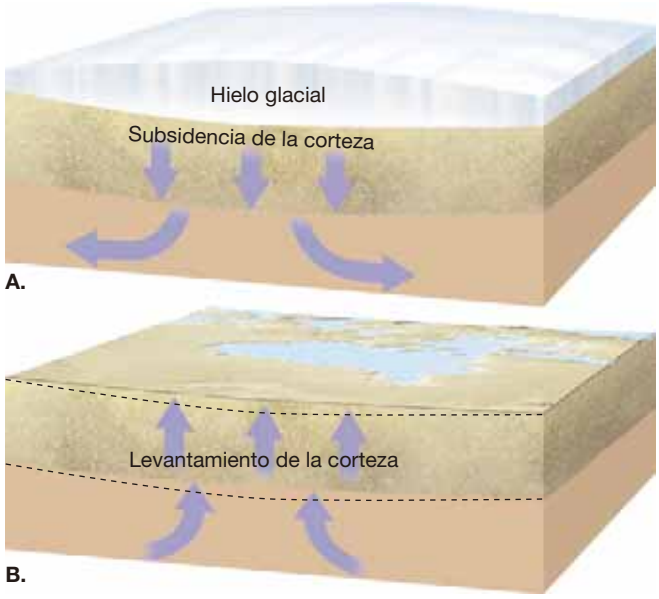


FIGURA 18.28. Ilustración simplificada que muestra la subsidencia de la corteza y el rebote consecutivo a la adición y la eliminación de los glaciares continentales de casquete. **A.** En el norte de Canadá y Escandinavia, donde se produjo la mayor acumulación de hielo glaciar, el peso añadido causó abombamiento descendente de la corteza. **B.** Desde que se fundió el hielo, ha habido un levantamiento gradual, o reajuste, de la corteza.

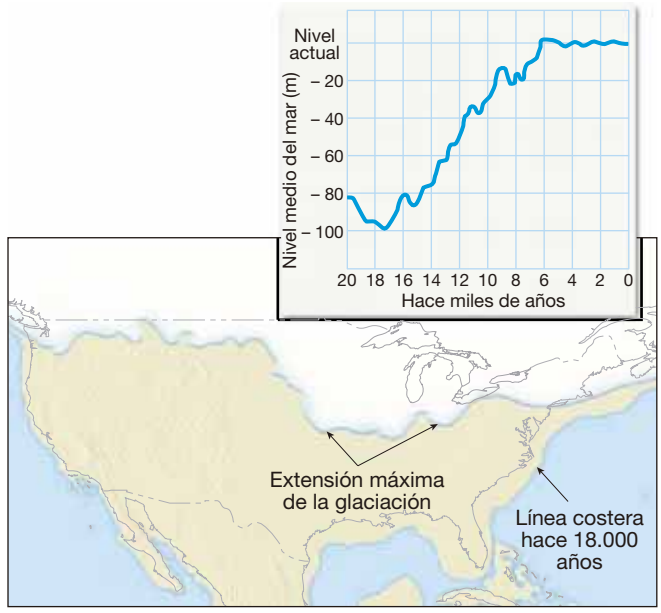


FIGURA 18.29. Cambios del nivel del mar durante los últimos 20.000 años. Hace unos 18.000 años cuando el avance del hielo llegó al máximo, el nivel del mar era 100 m más bajo que en el presente. De esta manera, la tierra que actualmente está cubierta por el océano fue expuesta y la línea de costa era muy diferente a la actual. Cuando se fundieron los glaciares, el nivel del mar se elevó y la línea de costa se retrasó.

Cambios en el nivel del mar

Uno de los efectos más interesantes y quizá dramáticos del periodo glacial fue el descenso y la elevación del nivel del mar que acompañó al avance y retroceso de los glaciares. En secciones anteriores de este capítulo se ha señalado que el nivel del mar se elevaría unos 60 o 70 m si el agua ahora atrapada en el glaciar del casquete de la Antártida se derritiera por completo. Dicho suceso inundaría muchas áreas costeras densamente pobladas.

Aunque el volumen total de hielo glaciar es grande, superior a 25 millones de kilómetros cúbicos, durante el periodo glacial cuaternario el volumen de hielo glaciar ascendía a unos 70 millones de kilómetros cúbicos, o 45 millones más que en la actualidad. Dado que sabemos que la nieve a partir de la cual se forman los glaciares procede en último término de la evaporación del agua de los océanos, el crecimiento de los glaciares de casquete debe haber causado un descenso mundial del nivel del mar (Figura 18.29). De hecho, los cálculos sugieren que el nivel del mar estuvo hasta 100 m por debajo del actual. Por tanto, tierra que en la actualidad está inundada por los océanos anteriormente estaba seca. La costa atlántica de Estados Unidos se encontraba a más de 100 km al este de la ciudad de Nueva York; Francia y Gran Bretaña estaban unidas donde en la actualidad está el canal de la Mancha; Alaska y Siberia estaban conectadas a través del estrecho de Bering; y el sureste asiático estaba conectado con las islas de Indonesia por tierra.

Cambios en ríos y valles

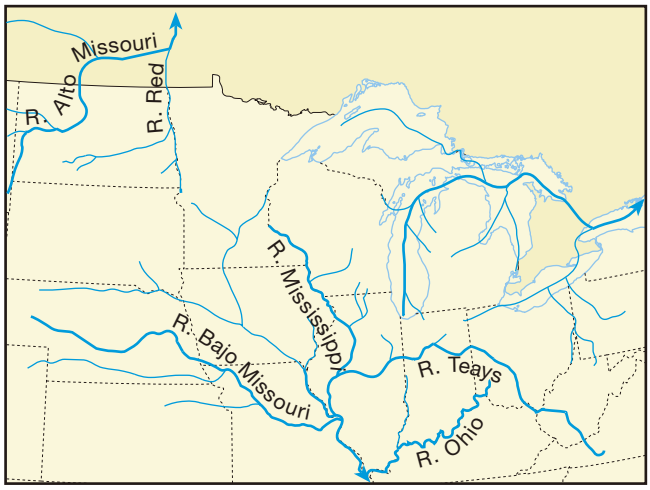
Entre los efectos asociados al avance y retroceso de los glaciares de casquete norteamericanos se encuentran los cambios en el curso de muchos ríos y la alteración en el tamaño y la forma de muchos valles. Para comprender el patrón actual de los ríos y lagos en los Estados Unidos centrales y del noroeste (y de muchos otros lugares también), es necesario ser consciente de la historia glacial. Utilizaremos dos ejemplos para ilustrar estos efectos.

La cuenca de drenaje del alto Mississippi

En la Figura 18.30A se muestra la conocida distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos, con los ríos Missouri, Ohio e Illinois como principales afluentes del Mississippi. En la Figura 18.30B se muestran los sistemas de drenaje en esta región antes de la Edad de Hielo. La distribución es *muy* diferente de la actual. Esta destacable transformación de los sistemas fluviales fue el resultado del avance y el retroceso de los casquetes polares.

Nótese que antes de la Edad de Hielo, una parte significativa del río Missouri se desvió al norte hacia la bahía de Hudson. Además, el río Mississippi no seguía el límite actual entre Iowa e Illinois, sino que fluía a

A.



B.

FIGURA 18.30. **A.** En este mapa se muestran los Grandes Lagos y la familiar distribución actual de los ríos en el centro de los Estados Unidos. Los casquetes polares del Pleistoceno representaron un papel protagonista en la creación de esta distribución. **B.** Reconstrucción de los sistemas de drenaje del centro de los Estados Unidos antes de la Edad de Hielo. La distribución era muy distinta de la actual y los Grandes Lagos no existían.

través del oeste y el centro de Illinois, por donde pasa el río Illinois en la actualidad. El río Ohio preglacial apenas alcanzaba el actual estado de Ohio, y los ríos que en la actualidad alimentan el Ohio al oeste de Pensilvania fluían hacia el norte y desembocaban en el océano Atlántico. Los Grandes Lagos fueron creados por la erosión glaciar durante la Edad de Hielo. Antes del Pleistoceno, las cuencas ocupadas por estos grandes lagos eran tierras bajas con ríos que fluían en dirección este hacia el golfo de San Lorenzo.

El gran río Teays era una estructura significativa antes de la Edad de Hielo (Figura 18.30B). Fluía desde el oeste de Virginia a través de Ohio, Indiana e Illinois, donde desembocaba en el río Mississippi, no muy lejos de la actual Peoria. Este valle fluvial, que hubiese competido en tamaño con el Mississippi, desapareció por completo durante el Pleistoceno, enterrado por depósitos glaciares de centenares de metros de espesor. En la actualidad, las arenas y las gravas enterradas en el valle de Teays lo convierten en un importante acuífero.

Los lagos Finger de Nueva York

La historia geológica reciente del estado centro-occidental de Nueva York, al sur del lago Ontario, ha estado dominada por los glaciares de casquete. Ya hemos mencionado los drumlin cercanos a Palmyra (*véase* Figura 18.27), aunque en la zona hay muchas otras consecuencias de la deposición y efectos de la erosión. Posiblemente la más conocida sean los lagos Finger. Comprenden once masas de agua estrechas y casi paralelas orientadas de norte a sur con la forma de los dedos de una mano extendida (Figura 18.31). Antes del

A.

B.

FIGURA 18.31. Las largas y estrechas cuencas ocupadas por los lagos Finger en el centro oeste de Nueva York fueron creadas cuando los valles fluviales fueron moldeados por los glaciares de casquete en profundos surcos. **A.** Vista de satélite de la región de los lagos Finger (NASA). **B.** El lago Canandaigua es uno de los lagos Finger (Foto de James Schwabel/Alamy).

periodo glacial cuaternario, la zona de los lagos Finger estaba formada por varios valles fluviales con una orientación paralela a la dirección del movimiento glaciar. Los numerosos episodios de erosión glaciar transformaron estos valles preglaciares en profundos lagos, con escarpadas paredes. Dos de estos lagos son especialmente profundos: el lago Séneca alcanza su mayor profundidad a más de 180 m, mientras que la mayor profundidad que alcanza el lago Cayuga es casi 135 m, ambas bajo el nivel del mar. La profundidad a la que los glaciares excavaron estas cuencas es mucho mayor. En los surcos glaciares profundos hay cientos de metros de sedimento glaciar bajo los fondos de los lagos.

Las presas glaciares crean lagos proglaciares

Cuando los glaciares de casquete y los glaciares alpinos atrapan el agua de fusión glaciar y bloquean el flujo de los ríos, pueden actuar como presas y crear lagos. Algunos son acumulaciones relativamente pequeñas y fugaces mientras que otros pueden ser mayores y pervivir durante cientos o miles de años.

La Figura 18.32 es un mapa del lago Agassiz, el mayor lago formado durante el periodo glacial cuaternario en Norteamérica. El retroceso del casquete glaciar supuso la llegada de una cantidad enorme de agua de fusión. La pendiente de las Grandes Llanuras suele ascender por el oeste. Como el extremo del glaciar de casquete se retraía hacia el noreste, el agua de fusión se encontró atrapada entre el hielo en un lado y la tierra en pendiente por el otro, lo que hizo que el lago Agassiz se hiciera más profundo y se extendiera por el terreno. Este lago se formó hace unos 12.000 años y permaneció unos 4.500 años. Este tipo de masas de agua se denominan *lagos proglaciares*, dada su posición justo después de los límites de un glaciar o de un glaciar de casquete. La historia del lago se complica con la dinámica del glaciar de casquete, el cual, a veces, vuelve a avanzar, incidiendo en los niveles de los lagos y de los sistemas de drenaje. El nivel de agua del lago y la posición del glaciar de casquete determinaron la situación del drenaje.

El Lago Agassiz dejó marcas en una amplia zona. Las playas que ya han desaparecido, a muchos kilómetros de cualquier masa de agua, delimitan las antiguas líneas litorales. Algunos ríos actuales, como el Red y el Minnesota, fueron excavados en su origen por el agua que penetraba o se escapaba del lago. Entre los remanentes actuales del lago Agassiz se encuentran los lagos Winnipeg, Manitoba, Winnipegosis y el Lago de Woods. Los sedimentos de la antigua cuenca del lago son ahora tierra de labranza fértil.

Los estudios han demostrado que el cambio de posición de los glaciares y el fallo de los diques glaciares pueden provocar la liberación de gran cantidad de agua. Tales eventos tuvieron lugar durante la historia del Lago Agassiz. Uno de los ejemplos más dramáticos de arrebatos glaciares tuvo lugar en el noreste del Pacífico y se describe en el Recuadro 18.2.

FIGURA 18.32. Mapa que muestra la extensión del lago glaciar Agassiz. Era una forma inmensa, mayor que todos los Grandes Lagos actuales juntos. Los remanentes de esta masa de agua proglaciar son todavía importantes formas del paisaje.

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué tama o tienen los Grandes Lagos?

Los Grandes Lagos constituyen la masa de agua dulce más grande de la Tierra. Se formaron hace unos 10.000 a 12.000 años, y en la actualidad contienen un 19 por ciento del agua dulce de la superficie terrestre.

Lagos pluviales

Si bien la formación y crecimiento de los glaciares de casquete fue una respuesta obvia a cambios significativos del clima, la existencia de los propios glaciares desencadenó importantes cambios climáticos en las regiones situadas más allá de sus márgenes. En las zonas áridas y semiáridas de todos los continentes, las temperaturas eran inferiores y, por tanto, la evaporación era menor; pero, al mismo tiempo, se experimentaron precipitaciones totales moderadas. Este clima más húmedo y más frío formó muchos **lagos pluviales** (del latín *pluvia*, que significa *lluvia*). En Norteamérica, la mayor concentración de lagos pluviales se produjo en la enorme región Basin and Range de los estados de

ENTENDER LA TIERRA

El lago glacial Missoula, megainundaciones y las Channeled Scablands

RECUADRO 18.2

El lago Missoula fue un lago proglaciar prehistórico en Montana occidental que existió hace unos 15.000-13.000 años, cuando el periodo glacial del Pleistoceno estaba llegando a su fin. En esta época el clima experimentaba un calentamiento gradual y el glaciar de casquete Cordillerano, que cubría gran parte de Canadá occidental y partes del noroeste del Pacífico, estaba fusionándose y en retroceso.

El lago fue el resultado de una presa de hielo que se formó cuando una masa sobresaliente al sur del hielo glaciar denominada Lóbulo Purcell bloqueó el río Clark Fork (Figura 18.C). A medida que el agua subía por encima de la presa de 600 m de alto, inundaba los valles de Montana occidental. En su máxima expresión, el lago Missoula se extendió hacia el este más de 300 km. Su volumen superó los 2.500 kilómetros cúbicos, más que el actual lago Ontario.

Con el tiempo, el lago se hizo tan profundo que la presa de hielo comenzó a flotar, es decir, que el agua que iba creciendo por detrás de la presa elevó el hielo flotante, dejando así de ejercer su función de presa. La consecuencia fue una catastrófica inundación a medida que las aguas del lago Missoula empezaron a verterse de pronto bajo la presa rota. La explosión de agua se precipitó por las llanuras de lava del este de Washington y hacia abajo por el río Columbia hacia el océano Pacífico. En función del tamaño de los bloques que se transportaron durante el acontecimiento, la velocidad del torrente superó los 70 km por hora. El lago entero se vació en cuestión de pocos días. Debido al confinamiento temporal del agua tras los estrechos huecos a lo largo del recorrido de la inundación, esta debió continuar durante unas semanas en la devastada región.

FIGURA 18.D. El paisaje de las Channeled Scablands fue esculpido por las megainundaciones asociadas con el lago glacial Missoula (Foto de Michael Collier).

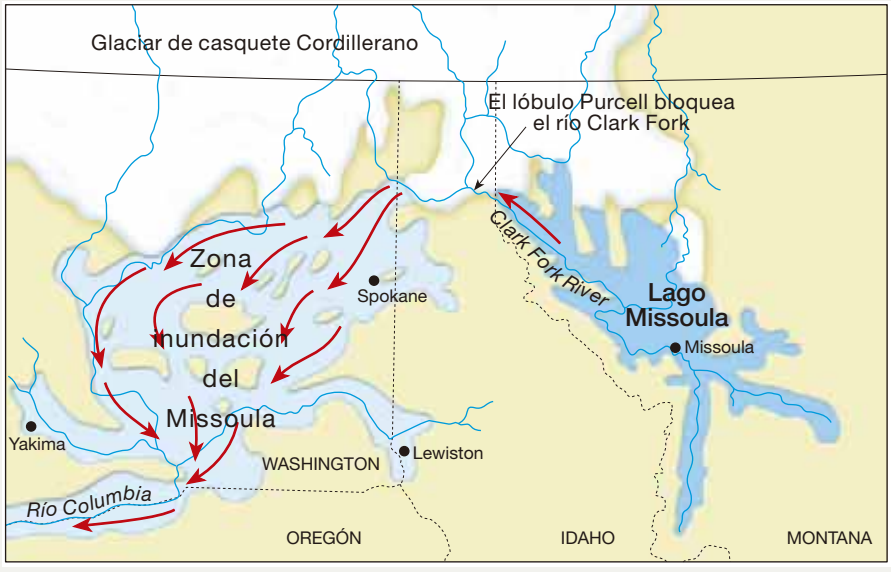


FIGURA 18.C. El lago Missoula era un lago proglaciar creado cuando el lóbulo Purcell del glaciar de casquete Cordillerano formó una presa de hielo en el río Clark Fork. De vez en cuando la presa de hielo cedía, y enviaba un enorme torrente de agua que inundaba el paisaje del este de Washington.

Los resultados erosivos y deposicionales de esta megainundación fueron dramáticos. La elevada masa de agua precipitándose arrancó gruesas capas de sedimento y terreno y horadó profundos cañones (*coulees*) en el basalto subyacente. Hoy la región se llama *Channeled cablands*, un paisaje compuesto de un conjunto de extrañas formas. Posiblemente las más llamativas son las mesas de lava denominadas *costras,* a la izquierda de la imagen, entre los caudales interconectados anastomosados (Figura 18.D).

El causante de este paisaje tan extraordinario no fue una única inundación del lago glaciar Missoula. Lo notable del lago Missoula es que se ha ido llenando y vaciando alternativamente, completando así un ciclo que se ha repetido más de 40 veces en un intervalo de 1.500 años. Después de cada inundación, el lóbulo glaciar bloqueaba de nuevo el valle creando una nueva presa de hielo, y el ciclo del crecimiento del lago, el fallo de la presa y las megainundaciones se repetiría cada 20 a 60 años.

Nevada y Utah (Figura 18.33). Con mucho, el mayor de los lagos de esta región fue el lago Bonneville. Con profundidades máximas que superan los 300 m y un área de 50.000 km^2, el lago Bonneville tenía casi el mismo tamaño que el actual lago Michigan. A medida que los glaciares de casquete iban menguando, el clima se volvió de nuevo más árido y los niveles de los lagos, como respuesta, disminuyeron. Aunque la mayoría de los lagos desapareció por completo, quedan unos pequeños restos del lago Bonneville, entre ellos el más grande y el más conocido, el Gran Lago Salado.

LA TEORÍA GLACIAR Y EL PERIODO GLACIAL CUATERNARIO

En las páginas precedentes mencionamos el periodo glacial, una época en la que los glaciares de casquete y

FIGURA 18.33. Lagos pluviales de Estados Unidos occidental (Tomado de R. F. Flint, *lacial and uaternary eology*, Nueva York: John Willey Sons).

los glaciares alpinos eran mucho más extensos que en la actualidad. Como se observó, hubo un tiempo en el que la explicación más popular para lo que ahora conocemos como depósitos glaciares era que el material había sido arrastrado allí por medio de icebergs o, quizá, simplemente arrastrado a través del paisaje por una inundación catastrófica. ¿Qué convenció a los geólogos de que un periodo glacial generalizado fue el responsable de esos depósitos y muchas otras estructuras glaciares?

En 1821, un ingeniero suizo, Ignaz Venetz, presentó un artículo en el que sugería la presencia de rasgos de paisaje glaciar a distancias considerables de los glaciares existentes en los Alpes. Esto implicaba que los glaciares habían sido alguna vez mayores y ocupado posiciones más distantes valle abajo. Otro científico suizo, Louis Agassiz, dudó de la actividad glaciar generalizada propuesta por Venetz. Se propuso demostrar que la idea no era válida. Irónicamente, su trabajo de campo de 1836 en los Alpes le convenció de los méritos de la hipótesis de su colega. De hecho, un año más tarde Agassiz planteó la hipótesis de un gran periodo glacial que había tenido efectos generales y de largo alcance: una idea que iba a proporcionar a Agassiz fama mundial.

La prueba de la teoría glaciar propuesta por Agassiz y otros constituye un ejemplo clásico de la aplicación del principio de uniformitarismo. Al darse cuenta de que ciertas estructuras no pueden formarse por procesos conocidos distintos de la acción glaciar, los investigadores fueron capaces de empezar a reconstruir la extensión de los glaciares de casquete ahora desaparecidos en función de la presencia de rasgos y depósitos encontrados bastante más allá de los márgenes de los glaciares actuales. De esta manera, el desarrollo y la verificación de la teoría glaciar continuó durante el siglo XIX y, a través de los esfuerzos de muchos científicos, se aclaró el conocimiento sobre la naturaleza y la extensión de los antiguos glaciares de casquete.

Al comenzar el siglo XX, los geólogos habían determinado en gran medida la extensión que había alcanzado la glaciación durante el periodo glacial cuaternario. Además, durante sus investigaciones habían descubierto que muchas regiones glaciares no tenían solamente una capa de derrubios glaciares, sino varias. Por otro lado, un examen de cerca de esos antiguos depósitos demostró zonas bien desarrolladas de meteorización química y formaciones de suelo, así como los restos de plantas que precisan temperaturas cálidas. Las pruebas eran claras: no había habido solo un avance glaciar, sino muchos, separados cada uno por periodos extensos cuyos climas habían sido tan cálidos o más que el actual. El periodo glacial no había sido simplemente una época en la que el hielo avanzó sobre la Tierra, la cubrió durante una época y luego retrocedió. Antes bien, era un acontecimiento muy complejo, caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar.

A principios del siglo XX se había establecido una división cuádruple del periodo glacial cuaternario para Norteamérica y Europa. Las divisiones se basaron sobre todo en estudios de los depósitos glaciares. En América del Norte, cada una de las cuatro etapas principales fue nombrada con el estado donde los depósitos de esa etapa estaban bien expuestos o fueron estudiados por primera vez. Se trata, en orden de aparición, del Nebrasquiense, Kansaniense, Illinoiense y Wisconsiense. Estas divisiones tradicionales permanecieron hasta hace relativamente poco, cuando se supo que testigos de sondeos de sedimentos procedentes del fondo oceánico contienen un registro mucho más completo del cambio climático ocurrido durante el periodo glacial cuaternario[3]. A diferencia del registro glacial de la Tierra, que está interrumpido por muchas discontinuidades estratigráficas, los sedimentos del fondo oceánico proporcionan un registro ininterrumpido de los ciclos climáticos durante este periodo. Los estudios de esos sedimentos del fondo oceánico demostraron que se habían producido ciclos glaciales/interglaciales aproximadamente cada 100.000 años. Se identificaron alrededor de veinte de esos ciclos de enfriamiento y calentamiento para el intervalo que denominamos periodo glacial cuaternario.

Durante la época glacial, el hielo dejó su impronta sobre casi el 30 por ciento del área de superficie de la Tierra, abarcando unos 10 millones de km^2 de América del Norte, 5 millones de km^2 de Europa y 4 millones de km^2 de Siberia (Figura 18.34). La cantidad de hielo glaciar del hemisferio norte era alrededor del doble que la del hemisferio sur. La razón fundamental es que el hielo polar meridional no pudo expandirse más allá de los márgenes de la Antártida. Por el contrario, Norteamérica y Eurasia proporcionaron grandes espacios de tierra para la expansión de los glaciares de casquete.

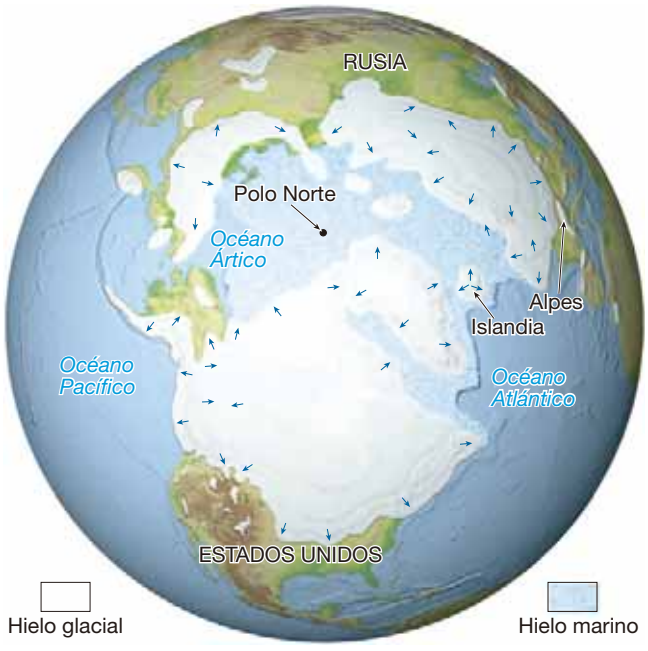


FIGURA 18.34. Extensión máxima de los glaciares de casquete en el hemisferio septentrional durante el periodo glacial cuaternario.

[3] En el Recuadro 7.2, «El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado», se proporciona más información sobre este tema.

En la actualidad, sabemos que el periodo glacial empezó hace entre 2 y 3 millones de años. Esto significa que la mayoría de las principales etapas glaciares se produjo durante una división de la escala de tiempo geológico denominada **Pleistoceno**. Aunque el Pleistoceno se utiliza normalmente como sinónimo de periodo glacial, observaremos que esta época no abarca todo el último periodo glacial. El glaciar de casquete de la Antártida, por ejemplo, se formó probablemente hace al menos 30 millones de años.

CAUSAS DE LAS GLACIACIONES

Se sabe mucho sobre los glaciares y las glaciaciones. Se ha aprendido mucho sobre la formación y el movimiento de los glaciares, la extensión de los glaciares en el pasado y en la actualidad, y las formas creadas por los glaciares, tanto erosivas como deposicionales. Sin embargo, todavía no se comprenden las causas de los periodos glaciales.

Aunque la glaciación generalizada ha sido rara en la historia de la Tierra, esa Edad del Hielo que abarcó el Pleistoceno no es el único periodo glacial del que existen datos. Depósitos denominados **tillitas**, una roca sedimentaria formada cuando se litifica el till glaciar, indican la existencia de glaciaciones anteriores. Esos depósitos, encontrados en estratos de edades diferentes, contienen normalmente fragmentos de roca estriada, y algunas están superpuestas a superficies de lecho de roca pulida y acanalada o están asociadas con areniscas y conglomerados que muestran rasgos de depósitos de llanura aluvial. Por ejemplo, en la presentación de las pruebas que sustentan la hipótesis de la deriva continental en el Capítulo 2, se mencionó la existencia de un periodo glacial en el Paleozoico tardío (*véase* Figura 2.7A, pág 50). Se han identificado dos acontecimientos glaciales Precámbricos en el registro glacial; el primero hace unos 2 billones de años y el segundo unos 600 millones de años atrás

Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder satisfactoriamente a dos preguntas básicas: (1) *¿Qué causa el comienzo de las condiciones glaciales?* Para que se formen glaciares continentales de casquete, la temperatura media debe haber sido algo inferior a la actual y quizá sustancialmente inferior a la reinante durante gran parte del tiempo geológico. Por tanto, una teoría satisfactoria tendría que

explicar el enfriamiento que condujo finalmente a las condiciones glaciales; (2) *¿Qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno?* La primera pregunta se enfrenta a las tendencias a largo plazo de la temperatura en una escala de millones de años, pero esta segunda cuestión se refiere a cambios a un plazo mucho más corto.

Aunque la literatura científica contiene una gran cantidad de hipótesis relativas a las posibles causas de los periodos glaciales, discutiremos solo unas pocas ideas principales que resumen el pensamiento actual.

Tectónica de placas

Probablemente la propuesta más atractiva para explicar el hecho de que hubo glaciaciones extensas tan solo unas pocas veces en el pasado geológico procede de la teoría de la tectónica de placas. Dado que los glaciares se pueden formar solo sobre tierra firme, sabemos que debían existir masas continentales en algún lugar de las latitudes más altas antes de que pudiera comenzar un periodo glacial. Muchos científicos sugieren que los periodos glaciales se han producido solo cuando las placas de corteza terrestre a la deriva han transportado los continentes de las latitudes tropicales a posiciones más próximas a los polos.

Estructuras glaciares en los continentes africano, australiano, suramericano e indio actuales indican que esas regiones, que son ahora tropicales o subtropicales, experimentaron un periodo glacial cerca del final del Paleozoico, hace unos 250 millones de años. Sin embargo, no hay pruebas de que existieran glaciares de casquete durante ese mismo periodo en lo que en la actualidad son latitudes más altas de Norteamérica y Eurasia. Durante muchos años, esto desconcertó a los científicos. ¿Fue el clima en esas latitudes relativamente tropicales semejante en alguna ocasión al clima actual de Groenlandia y la Antártida? ¿Por qué no se formaron glaciares en Norteamérica y Eurasia? Hasta que no se formuló la teoría de la tectónica de placas, no hubo una explicación razonable.

En la actualidad, los científicos saben que las áreas que contienen esos rasgos glaciares antiguos estuvieron juntas en un supercontinente localizado en latitudes lejanas a sus posiciones meridionales actuales. Más tarde, esta masa de tierra se separó y sus fragmentos, cada uno desplazándose en una placa diferente, derivaron hacia sus posiciones actuales (Figura 18.35). Ahora sabemos que durante el pasado geológico, los movimientos de placa fueron responsables de muchos cambios climáticos extraordinarios a medida que los continentes se desplazaban unos en relación con otros y se dirigían a posiciones latitudinales diferentes. También debieron ocurrir cambios en la circulación oceánica, que alteraron el transporte del calor y la humedad,

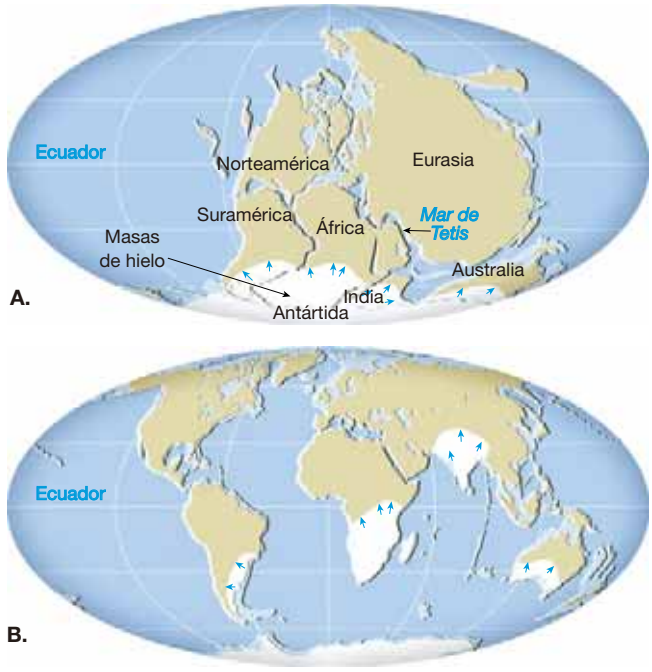


FIGURA 18.35. A. Supercontinente Pangea que muestra el área cubierta por el hielo glaciar hace 300 millones de años. B. Los continentes como se encuentran en la actualidad. Las áreas blancas indican dónde existen pruebas de los antiguos glaciares de casquete.

y, por consiguiente, también el clima. Debido a que la velocidad de movimiento de las placas es muy lenta (unos pocos centímetros al año), solo se producen cambios apreciables en las posiciones de los continentes a lo largo de grandes periodos de tiempo geológico. Por tanto, los cambios climáticos desencadenados por el desplazamiento de las placas son extremadamente graduales y ocurren a una escala de millones de años.

Variaciones en la órbita de la Tierra

Dado que los cambios climáticos producidos por el movimiento de las placas son extremadamente graduales, la teoría de la tectónica de placas no puede utilizarse para explicar la alternancia entre los climas glacial e interglacial que se produjo durante el Pleistoceno. Por consiguiente, debemos considerar algún otro mecanismo desencadenante que pueda causar cambios climáticos a una escala de millares, antes que de millones, de años. Muchos científicos creen en la actualidad que las oscilaciones climáticas que caracterizaron al Pleistoceno pueden estar vinculadas a variaciones de la órbita terrestre. Esta hipótesis fue desarrollada por primera vez y defendida con intensidad por el científico serbio Milutin Milankovitch y se basa en la premisa de que las variaciones de la radiación solar entrante son un factor principal en el control del clima terrestre.

Milankovitch formuló un modelo matemático exhaustivo basándose en los siguientes elementos (Figura 18.36):

1. variaciones en la forma (*excentricidad*) de la órbita de la Tierra alrededor del Sol;
2. cambios en la *oblicuidad*, es decir, cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre, y
3. el bamboleo (fluctuación) del eje de la Tierra, denominado *precesión*.

Utilizando estos factores, Milankovitch calculó variaciones en la recepción de energía solar y la correspondiente temperatura superficial de la Tierra en épocas pretéritas en un intento de correlacionar esos cambios con las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno. Al explicar los cambios climáticos que resultan de estas tres variables, obsérvese que causan poca o ninguna variación en el *total* de la energía solar que alcanza el suelo. En cambio, su efecto se deja sentir porque cambia el grado de contraste entre las estaciones. Inviernos algo más suaves en las latitudes medias a altas significan mayores nevadas totales, mientras que veranos más fríos producirían una reducción de la fusión de la nieve.

Entre los estudios que han añadido credibilidad a la teoría astronómica de Milankovitch se cuenta uno en el que se analizaron sedimentos marinos profundos que contenían ciertos microorganismos climáticamente sensibles para establecer una cronología de los cambios de temperatura mirando hacia atrás casi medio millón de años[4]. Esta escala temporal de cambio climático se comparó entonces con los cálculos astronómicos de excentricidad, oblicuidad y precesión para determinar si existía de hecho una correlación. Aunque el estudio era muy complicado y matemáticamente complejo, las conclusiones fueron contundentes. Los investigadores observaron que las variaciones principales del clima durante los últimos centenares de miles de años estaban asociadas de manera muy directa con los cambios de la geometría de la órbita terrestre, es decir, se demostró que los ciclos de cambio climático se corresponden estrechamente con los periodos de oblicuidad, precesión y excentricidad orbital. De manera más específica, los autores afirmaron: «Se concluye que los cambios en la geometría de la órbita terrestre son la causa fundamental de la sucesión de los periodos glaciales del Cuaternario»[5].

Resumamos brevemente las ideas que se acaban de describir. La teoría de la tectónica de placas nos proporciona una explicación para lapsos ampliamente espaciados y no periódicos de las condiciones glaciales en diversos momentos del pasado geológico, mientras que la teoría propuesta por Milankovitch y apoyada por el trabajo de J. D. Hays y sus colaboradores proporciona una explicación para la alternancia de episodios glaciales e interglaciales del Pleistoceno.

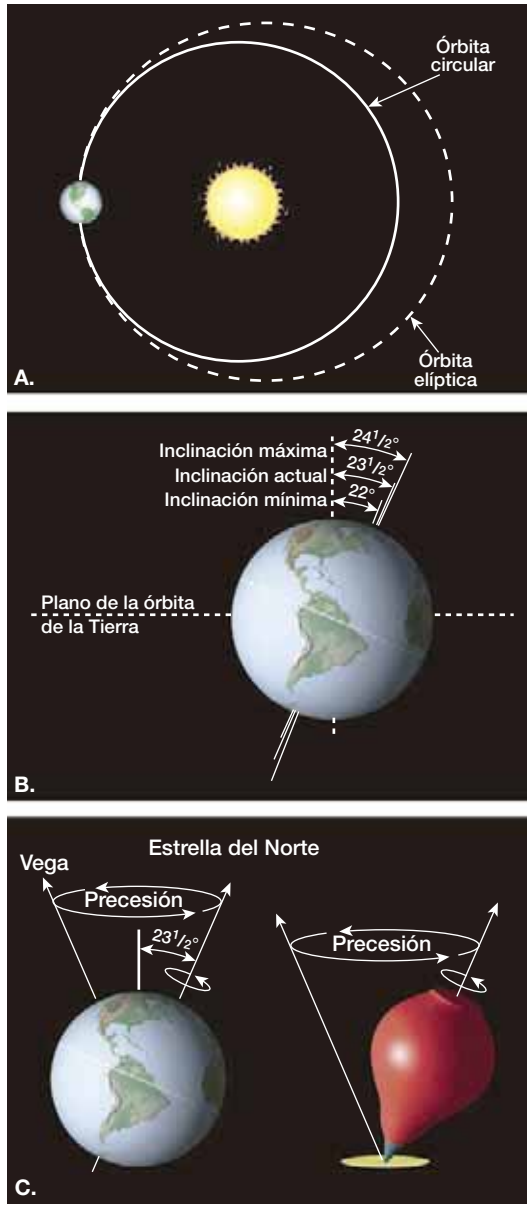


FIGURA 18.36. Variaciones orbitales. A. La forma de la órbita de la Tierra cambia durante un ciclo que dura unos 100.000 años. Cambia gradualmente de una órbita casi circular a una más elíptica y luego al revés otra vez. Este diagrama exagera mucho la magnitud del cambio. B. En la actualidad el eje de rotación está inclinado unos 23,51 con respecto al plano de la órbita terrestre. Durante un ciclo de 41.000 años, este ángulo oscila entre 21,5 y 24,5 . C. Precesión. El eje de la Tierra se tambalea como el de una peonza. Por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del cielo durante un ciclo de unos 26.000 años.

[4] J. D. Hays, John Imbrie y N. J. Shackelton, «Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages», *Science* 194 (1976): 1121-32.

[5] J. D. Hays y cols., página 1131. El término *Cuaternario* se refiere al periodo de tiempo geológico que abarca los últimos 1,8 millones de años.

Otros factores

Las alteraciones de la órbita terrestre están íntimamente relacionadas con la existencia del ciclo glacial-interglacial. No obstante, las variaciones en la energía solar que alcanza la superficie terrestre provocadas por las variaciones orbitales no proporcionan una explicación satisfactoria a la magnitud en los cambios de temperatura experimentados en el último periodo glacial cuaternario, en los que tuvieron que intervenir, sin duda, otros factores. Entre ellos, los cambios en la reflectividad de la superficie terrestre y en la circulación oceánica, en los que profundizaremos a continuación.

Los análisis químicos de las burbujas de aire que quedaron atrapadas en el hielo glaciar en el momento de la formación del hielo indican que la atmósfera de la época glaciar contenía una cantidad menor de los gases dióxido de carbono y metano que en la atmósfera posterior a la época glaciar cuaternaria (Figura 18.37). El dióxido de carbono y el metano son importantes gases de «efecto invernadero», lo que significa que atrapan la radiación emitida en la Tierra y contribuyen al calentamiento de la atmósfera. Cuando se aumenta la cantidad de estos gases en la atmósfera, aumenta la temperatura global, y cuando se reducen, como en la Edad de Hielo, las temperaturas caen. Así, la notable caída de las temperaturas que tuvo lugar durante el periodo glacial puede explicarse como consecuencia de la reducción de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Pese a que los científicos saben que se produjeron estas reducciones en las concentraciones de dióxido de carbono y de metano, no pueden precisar su causa. Como ocurre a menudo en la ciencia, las observaciones recopiladas durante una investigación aportan información y plantean preguntas que requieren un análisis y una explicación posterior.

Obviamente, siempre que la Tierra entra en un periodo glacial, extensas áreas libres de hielo, se cubren de nieve y de hielo. Además, un clima más frío también provoca la expansión de las zonas cubiertas por el hielo marino (agua marina superficial congelada). El hielo y la nieve reflejan una gran parte de la energía solar entrante de vuelta al espacio, lo que provoca la pérdida de la energía que debía haber calentado la superficie terrestre y el aire, reforzando el enfriamiento global[6].

Aún otro factor que influye sobre el clima durante las glaciaciones está relacionado con las corrientes oceánicas. Los estudios demuestran que la circulación oceánica cambia durante las glaciaciones. Por ejemplo, hay estudios que sugieren que la corriente cálida que transporta gran cantidad de calor desde los trópicos a las altas latitudes en el Atlántico norte era bastante más débil durante el periodo glacial cuaternario. Esto provocaría un clima más frío en Europa, aumentando el enfriamiento que puede atribuirse a las variaciones orbitales.

En conclusión, queremos destacar que las ideas que se han expuesto no representan la única explicación posible de las glaciaciones. Aunque interesantes y atractivas, estas propuestas, como es lógico, no están exentas de contar con detractores, ni son las únicas posibilidades actualmente en investigación. Pueden estar implicados, y es probable que lo estén, otros factores.

---

[6] Recordemos del Capítulo 1 que algo que refuerza (aporta a) el cambio inicial se denomina *un mecanismo*. Para revisar este concepto, *véase* la sección «La Tierra como sistema» del Capítulo 1.

FIGURA 18.37. Científico cortando una muestra del núcleo del hielo de la Antártida para analizarla. Lleva ropa protectora para minimizar la contaminación de la muestra. El análisis químico de los núcleos de hielo puede proporcionar importantes datos sobre climas pasados (Foto de British Antarctic Survey/Photo Researchers, Inc.).

CAPÍTULO 18 Glaciares y glaciaciones

RESUMEN

- Un *glaciar* es una gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre como consecuencia de la compactación y recristalización de la nieve, y muestra signos de flujo pasado o presente. En la actualidad, se encuentran *glaciares de valle* o *alpinos* en áreas montañosas donde suelen fluir por valles que fueron originalmente ocupados por corrientes de agua. Existen *glaciares de casquete* a una escala mucho mayor, que cubren la mayor parte de Groenlandia y la Antártida.
- Cerca de la superficie de un glaciar, en la *zona de fractura,* el hielo es quebradizo. Sin embargo, unos 50 m por debajo, la presión es grande, haciendo que el hielo *fluya* como un *material plástico.* Un segundo mecanismo importante de movimiento glaciar consiste en el *deslizamiento* de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.
- La velocidad media de movimiento glaciar suele ser bastante lenta, pero varía considerablemente de un glaciar a otro. El avance de algunos glaciares se caracteriza por periodos de movimientos extremadamente rápidos denominados *oleadas glaciares.*
- Los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite en verano. La acumulación de nieve y la formación de hielo se producen en la *zona de acumulación.* Sus límites externos se definen por el *límite de las nieves perpetuas.* Más allá del límite de nieves perpetuas se encuentra la *zona de ablación,* donde hay una pérdida neta para el glaciar. El *balance glaciar* es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida, denominada *ablación* en el extremo inferior.
- Los glaciares erosionan la tierra mediante *arranque* (levantamiento de fragmentos del lecho de roca de su lugar) y *abrasión* (molienda y raspado de la superficie rocosa). Entre los rasgos erosivos producidos por los glaciares de valle se cuentan los *valles glaciares,* los *valles colgados,* los *lagos de rosario,* los *fiordos,* los *circos,* las *aristas,* los *horns* y las *rocas aborregadas.*
- Cualquier sedimento de origen glaciar se denomina *derrubio glaciar.* Los dos tipos claros de derrubios glaciares son: (1) los *tills,* que es sedimento desclasificado depositado directamente por el hielo, y (2) los *derrubios glaciares estratificados,* que es sedimento relativamente bien clasificado depositado por el agua de fusión glaciar.
- Las formas más generalizadas creadas por el depósito glaciar son capas o crestas de till, denominadas *morrenas.* Asociadas con los glaciares de valle se encuentran las *morrenas laterales,* que se forman a lo largo de los laterales del valle, y las *morrenas centrales,* formadas entre dos glaciares de valle que se juntan. Las *morrenas terminales,* que marcan la posición original del frente de un glaciar, y las *morrenas de fondo,* capas ondulantes de till depositados a medida que el frente de hielo retrocede, son comunes tanto para los glaciares de valle como para los de casquete. Una *llanura de aluvión* está asociada con la morrena terminal de un glaciar de casquete. Un *tren de valle* se forma cuando el glaciar está confinado a un valle. Otras estructuras deposicionales son los *drumlins* (colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas por till), los *eskers* (crestas sinuosas compuestas sobre todo de arena y grava depositadas por corrientes que fluyen en túneles debajo del hielo, cerca del final de un glaciar) y los *kames* (colinas de laderas empinadas que están compuestas por arena y grava).
- Además del trabajo erosivo y deposicional, otros efectos de los glaciares del periodo glacial son la *migración forzada de organismos, cambio en los cursos de las corrientes, ajuste de la corteza* por rebote después de la eliminación de la inmensa carga de hielo y los *cambios climáticos* causados por la existencia de los propios glaciares. En el mar, el efecto de mayor alcance del periodo glacial cuaternario fue el *cambio mundial* en el *nivel del mar* que acompañó a cada avance y retroceso de los glaciares de casquete.
- El periodo glacial, que empezó hace unos dos millones de años, fue un periodo muy complejo caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar. La mayoría de los episodios glaciales se produjo durante una división del tiempo geológico denominado *Pleistoceno.* Quizá la prueba más consistente de la existencia de varios avances glaciales durante el periodo glacial es la existencia generalizada de *múltiples capas de derrubios glaciares* y un registro ininterrumpido de ciclos climáticos conservado en los *sedimentos del fondo oceánico.*
- Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder a dos preguntas básicas: (1) ¿qué causa el comienzo de las condiciones glaciales? y (2) ¿qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno? Dos de las principales hipótesis que explican la causa de los periodos glaciales implican: (1) la tectónica de placas, y (2) variaciones en la órbita terrestre.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ablación, 573
abrasión, 575
arista, 579
arranque, 575
balance glaciar, 573
bloque errático glaciar, 576
casquete polar, 567
circo, 578
collado, 578
depósito en contacto con el hielo, 587
derrubio estratificado, 581
derrubio glaciar, 581
deslizamiento basal, 571
desmembramiento, 573
drumlin, 585
esker, 587
espolón truncado, 578
fiordo, 578
flujo plástico, 570
glaciar, 566
glaciar alpino, 567
glaciar de casquete, 567
glaciar de desbordamiento, 568
glaciar de meseta, 568
glaciar de piedemonte, 569
glaciar de valle, 567
grieta, 571
grieta glaciar, 575
harina de roca, 575
horn, 579
kame, 587
kettle, 586
lago en rosario, 578
lago pluvial, 590
límite de las nieves perpetuas, 570
llanura aluvial, 586
morrena central, 583
morrena de fondo, 583
morrena de retroceso, 584
morrena lateral, 582
morrena terminal, 583
neviza, 570
oleada glaciar, 572
pequeño lago de montaña (tarn), 578
plataforma glaciar, 567
Pleistoceno, 593
roca aborregada, 580
surco glaciar, 590
terraza de kame, 587
till, 581
tillita, 593
tren de valle, 586
valle colgado, 576
zona de acumulación, 572
zona de ablación, 573
zona de fractura, 571

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Dónde se encuentran los glaciares en la actualidad? ¿Qué porcentaje de la superficie terrestre cubren los glaciares? ¿Cómo se compara esta superficie con el área cubierta por los glaciares durante el Pleistoceno?
2. Describa cómo encajan los glaciares en el ciclo hidrológico. ¿Qué papel desempeñan en el ciclo de las rocas?
3. Cada una de las afirmaciones siguientes se refiere a un tipo de glaciar concreto. Indique el tipo de glaciar.
   a) El término *continental* se suele utilizar para describir este tipo de glaciar.
   b) Este tipo de glaciar se denomina también *glaciar alpino.*
   c) Se trata de una corriente de hielo que va desde el margen de un glaciar de casquete a través de las montañas hasta el mar.
   d) Este es un glaciar formado cuando uno o más glaciares de valle se expanden en la base de un frente de montaña empinado.
   e) Groenlandia es el único ejemplo en el hemisferio septentrional.
4. Describa los dos componentes del flujo glaciar. ¿A qué velocidad se desplazan los glaciares? En un glaciar de valle, se mueve todo el hielo a la misma velocidad. Explíquelo.
5. ¿Por qué se forman grietas en la porción superior de un glaciar, pero no a 50 m?
6. ¿Bajo qué circunstancias avanzará el frente de un glaciar? ¿Retrocederá? ¿Permanecerá estacionario?
7. Describa los procesos de erosión glaciar.
8. ¿Cómo difiere en aspecto un valle de montaña que no estuvo cubierto por un glaciar?
9. Enumere y describa los rasgos erosivos que cabría esperar ver en una zona donde existen o han existido recientemente glaciares de valle.
10. ¿Qué es un derrubio glaciar? ¿Cuál es la diferencia entre un till y un derrubio glaciar? ¿Qué efectos generales tienen los depósitos glaciares sobre el paisaje?
11. Enumere los cuatro tipos básicos de morrenas. ¿Qué tienen en común todas ellas? ¿Cuál es la importancia de las morrenas terminales y de retroceso?
12. ¿Por qué las morrenas centrales prueban que los glaciares de valle deben moverse?
13. ¿Cómo se forman las depresiones glaciares (kettles)?
14. ¿Qué dirección llevaba el movimiento del glaciar de casquete que afectó al área mostrada en la Figura 18.27? Explique cómo ha podido determinarlo.
15. ¿Qué son los depósitos en contacto con el hielo? Distinga entre kames y eskers.

16. Enumere cuatro efectos de los glaciares del periodo glacial cuaternario aparte de la aparición de formas erosivas y deposicionales.
17. El desarrollo de la teoría glacial es un buen ejemplo de aplicación del principio del uniformismo. Explíquelo brevemente.
18. Durante el Pleistoceno la cantidad de hielo glaciar en el hemisferio norte era alrededor del doble de la existente en el hemisferio sur. Explique brevemente por qué.
19. ¿Cómo podría contribuir la tectónica de placas a explicar la causa de las épocas glaciales? ¿Puede explicar la tectónica de placas la alternancia entre climas glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 19

Deformación de la corteza

El clima tiene una gran influencia en la naturaleza y la intensidad de los procesos externos de la Tierra, lo que se demostró de manera clara en el capítulo anterior sobre los glaciares. Otro ejemplo excelente de la estrecha relación entre el clima y la geología se ve al examinar el desarrollo de los paisajes áridos. La palabra desierto significa literalmente desocupado. Para muchas regiones secas, esta es una descripción muy apropiada, aunque, en las regiones de los desiertos en las que se dispone de agua, las plantas y los animales medran. No obstante, las regiones secas del mundo son probablemente las áreas menos familiares de la Tierra, con excepción del ámbito polar.

Los paisajes desérticos aparecen frecuentemente desolados. Sus perfiles no están suavizados por una alfombra de suelo y abundante vida vegetal. En cambio, son frecuentes los afloramientos rocosos desnudos con pendientes empinadas y angulosas. En algunos lugares, las rocas tienen un tinte naranja y rojo. En otros son grises y marrones, con bandas negras. Para muchos visitantes, el paisaje desértico exhibe una belleza impresionante; para otros, el terreno parece sombrío. Con independencia del sentimiento que provoquen, está claro que los desiertos son muy diferentes de los lugares más húmedos donde vive la mayoría de la gente.

Como veremos, las regiones áridas no están dominadas por un solo proceso geológico. Antes bien, se ponen de manifiesto los efectos de las fuerzas tectónicas, las corrientes de agua y el viento. Dado que estos procesos se combinan de formas diferentes de un lugar a otro, el aspecto de los paisajes desérticos varía también mucho (Figura 19.1).

DISTRIBUCIÓN Y CAUSAS DE LAS REGIONES SECAS

Deserts and winds
▸ Distribution and Causes of Dry Lands

Las regiones secas del mundo abarcan alrededor de 42 millones de kilómetros cuadrados, un sorprendente 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático ocupa superficie de terreno tan grande. Dentro de estas regiones con déficit de agua, se reconocen normalmente dos tipos climáticos: el **desierto**, o árido, y la **estepa**, o semiárido. Los dos comparten muchas características. Sus diferencias son fundamentalmente una cuestión de grado (*véase* Recuadro 19.1). La estepa es una variante marginal y más húmeda del desierto y es una zona de transición que rodea el desierto y lo separa de los climas húmedos que lo bordean. El mapa mundial que muestra la distribución de las regiones desérticas y de estepa revela que las tierras secas están concentradas en los subtrópicos y en las latitudes medias (Figura 19.2).

Desiertos de latitudes bajas

El corazón de los climas secos de latitudes bajas se encuentra en las proximidades de los trópicos de Cáncer y de Capricornio. En la Figura 19.2 se muestra un ambiente desértico prácticamente continuo que se extiende a lo largo de más de 9.300 km, desde la costa atlántica del norte de África a las regiones secas del noroeste de la India. Además de esta gran extensión, el hemisferio septentrional contiene otra zona mucho más pequeña de desierto tropical y de estepa en el norte de México y en el suroeste de Estados Unidos.

En el hemisferio meridional, los climas secos dominan Australia. Casi el 40 por ciento del continente es un desierto, y mucho del resto, una estepa. Además, hay zonas áridas y semiáridas en el sur de África y tienen una limitada aparición en las costas chilena y peruana.

¿Qué produce estas bandas de desierto de latitudes bajas? La respuesta es la distribución global de la presión del aire y de los vientos. El diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra de la Figura 19.3A ayuda a visualizar la relación. El aire

FIGURA 19.1. Una escena en el Organ Pipe Cactus National Monument cerca de la frontera Arizona-México. El aspecto de los paisajes del desierto varía mucho de un lugar a otro (Foto de Marek Zuk/Alamy).

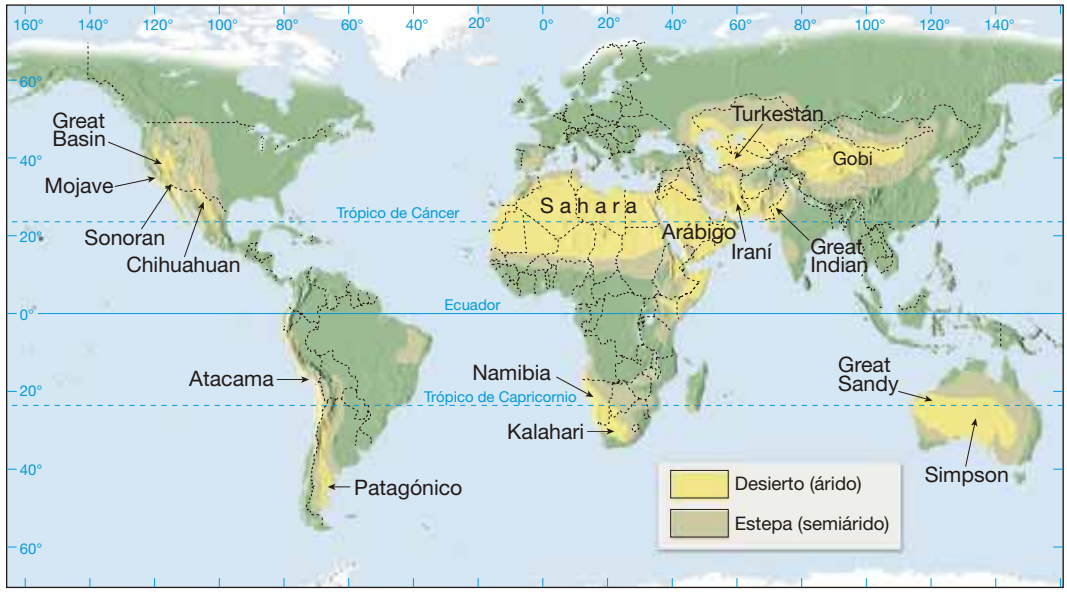


FIGURA 19.2. Los climas áridos y semiáridos abarcan alrededor del 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático se extiende en un área tan grande.

calentado en el cinturón de presión conocido como *depresión ecuatorial* se eleva a grandes altitudes (normalmente entre 15 y 20 km) y luego se expande. A medida que el flujo de las capas superiores alcanza los 20°-30° de latitud, norte o sur, desciende hacia la superficie. El aire que se eleva por la atmósfera se expande y se enfría, un proceso que induce el desarrollo de nubes y precipitaciones. Por esta razón, las áreas que están bajo la influencia de la depresión ecuatorial se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra. Ocurre exactamente lo contrario en las regiones próximas a los 30° de latitud norte y sur, donde predominan las altas presiones. Aquí, en las zonas conocidas como *anticiclones subtropicales*, el aire desciende. Cuando el aire se hunde, se comprime y se calienta. Estas condiciones son exactamente las opuestas a lo que se necesita para producir nubes y precipitación. Por consiguiente, esas regiones se conocen por sus cielos claros, su luz solar y la sequía progresiva (Figura 19.3B).

Desiertos de latitudes medias

A diferencia de sus equivalentes de latitudes bajas, los desiertos y las estepas de latitudes medias no están controlados por masas de aire en descenso asociadas con presiones elevadas. En cambio, estas regiones secas existen principalmente porque están resguardadas en el interior profundo de grandes masas continentales. Se encuentran muy separadas del océano, que es la fuente última de humedad para la formación de nubes y la precipitación. Un ejemplo bien conocido es el desierto de Gobi en Asia central, mostrado en el mapa al norte de la India.

A veces los alumnos preguntan…

¿Cómo pueden sobrevivir las plantas en el desierto?

Las plantas que habitan en los desiertos tienen adaptaciones especiales para sobrevivir en estos ambientes áridos. Por ejemplo, muchas plantas del desierto tienen hojas cerosas o una cutícula (capa protectora externa) engrosada para reducir la pérdida de agua. Otras tienen hojas muy pequeñas o no tienen ninguna hoja.

Además, las raíces de algunas especies suelen extenderse a grandes profundidades con el fin de extraer el agua de esos puntos, mientras que otras producen un sistema somero pero extenso de raíces que les permite absorber con rapidez grandes cantidades de agua procedente de las precipitaciones poco frecuentes en el desierto. Los tallos de estas plantas suelen estar engrosados por un tejido esponjoso que puede almacenar el agua suficiente para sustentar la planta hasta la próxima precipitación. Por consiguiente, aunque están muy dispersas y proporcionan muy poca cubierta vegetal, en el desierto crecen plantas de muchos tipos.

La presencia de montañas elevadas que se cruzan en el camino de los vientos predominantes separa aún más esas zonas de las masas de aire marítimas cargadas de agua; además, las montañas obligan al aire a perder mucha de su agua. El mecanismo es sencillo: a medida que los vientos predominantes se encuentran con las barreras montañosas, el aire se ve forzado a ascender. Cuando el aire se eleva, se expande y se enfría, un proceso que puede producir nubes y precipitación. Las laderas de las montañas expuestas al viento tienen a menudo abundante precipitación. Por el contrario, las laderas de las montañas que están a sotavento suelen ser mucho más secas (Figura 19.4). Esta situación existe

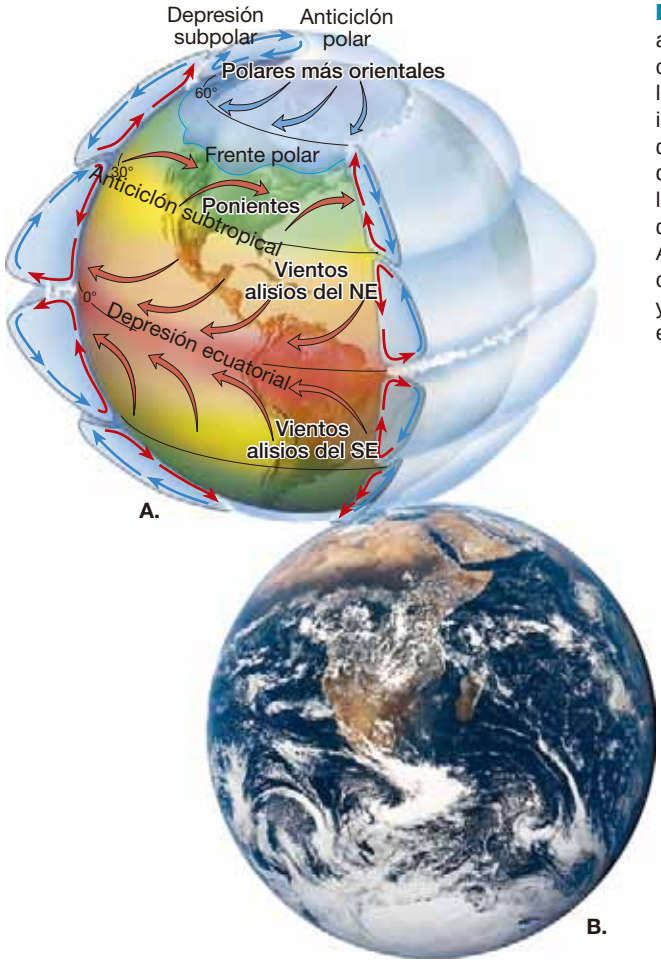


FIGURA 19.3. A. Diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra. Los desiertos y las estepas que están concentrados entre los 20 y los 30 de latitud norte y sur coinciden con los cinturones anticiclónicos subtropicales. Aquí, el descenso del aire seco inhibe la formación de nubes y la precipitación. Por el contrario, el cinturón de presiones conocido como depresión ecuatorial está asociado con áreas que se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra. B. En esta vista de la Tierra desde el espacio, el desierto del Sahara al norte de África, el desierto Arábigo adyacente y los desiertos del Kalahari y Namibia en el África meridional son claramente visibles como áreas de color tostado y carentes de nubes. La banda nubosa que se extiende por África central y los océanos adyacentes coincide con el cinturón de bajas presiones ecuatorial (Foto cortesía de la NASA).

porque el aire que alcanza la ladera de sotavento ha perdido gran parte de su humedad y, si el aire desciende, se comprime y se calienta, con lo cual la formación de nubes es incluso menos probable. A menudo se denomina **desierto de sombra pluviométrica** a la región seca que se produce. Dado que muchos desiertos de latitud media se encuentran en las laderas de sotavento de las montañas, también pueden clasificarse como desiertos de sombra pluviométrica. En Norteamérica, las barreras montañosas principales que se oponen a la llegada de humedad desde el Pacífico son las Sierras Costeras, Sierra Nevada y las Cascade (Figura 19.4). En Asia, la gran cadena del Himalaya impide que llegue al interior el flujo de humedad del océano Índico de los monzones de verano (*véase* Recuadro 19.2).

Dado que el hemisferio meridional carece de extensas zonas de terreno en las latitudes medias, en esta

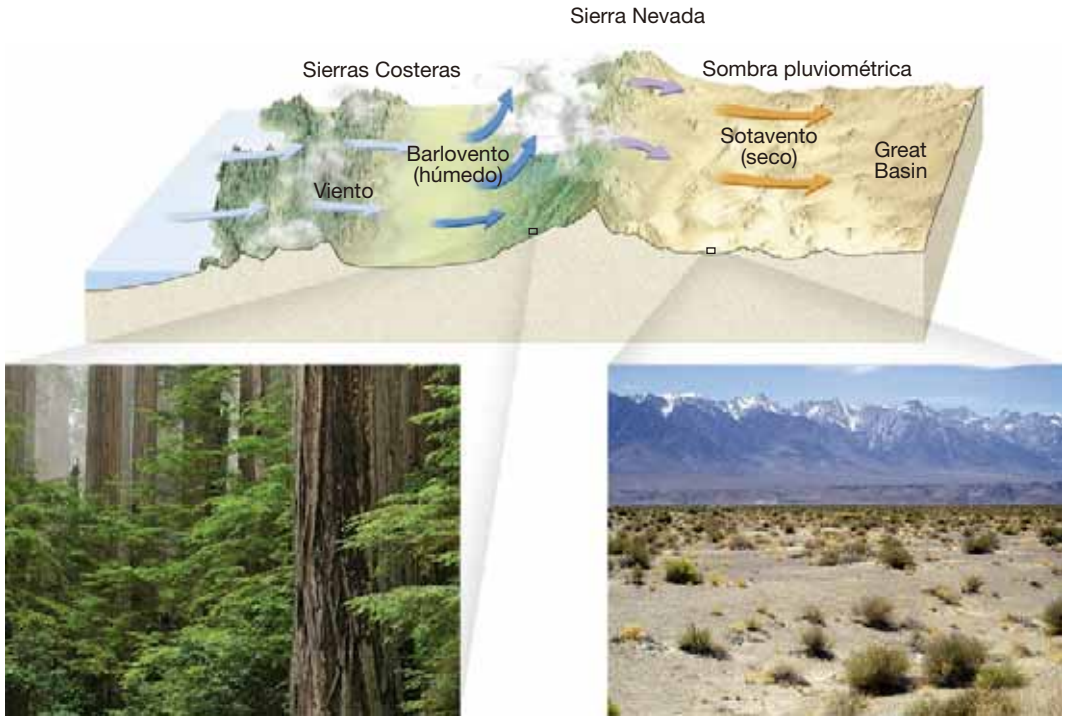


FIGURA 19.4. Muchos desiertos de las latitudes medias son desiertos de sombra pluviométrica. Cuando el aire en movimiento se encuentra con una barrera montañosa, se ve forzado a ascender. Como consecuencia a menudo se producen nubes y precipitación en la ladera de barlovento. El aire que desciende por la ladera de sotavento es mucho más seco. Las montañas separan eficazmente el lado de barlovento de las fuentes de humedad, produciendo un desierto de sombra pluviométrica. El desierto Great Basin es un desierto de sombra pluviométrica que cubre casi toda Nevada y porciones de los estados adyacentes (Foto de la izquierda por Dean Pennala/ Shutterstock. Foto de la derecha por Dennis Tasa).

ENTENDER LA TIERRA

¿Qué se entiende por «seco»?

RECUADRO 19.1

Alburquerque, Nuevo México, al suroeste de Estados Unidos, recibe una media de 20,7 cm de precipitación anual. Como cabe esperar, dado que la precipitación total de Alburquerque es modesta, el lugar se clasifica como desierto cuando se aplica la clasificación climática de K ppen, habitualmente utilizada. La ciudad rusa de Verkhoyansk es un lugar remoto situado cerca del círculo Ártico, en Siberia. La media del total de precipitación anual en este punto es de 15,5 cm, unos 5 cm menos que la de Alburquerque. Aunque Verkhoyansk recibe menos precipitación que Alburquerque, su clasificación es de clima húmedo. ¿Cómo puede ser?

Todos reconocemos que los desiertos son lugares secos, pero ¿qué se entiende exactamente por el término *seco*? Es decir, ¿qué cantidad de lluvia define el límite entre las regiones secas y las húmedas? A veces se define de manera arbitraria utilizando una sola cifra de precipitación, por ejemplo, 25 cm anuales de precipitación. Sin embargo, el concepto de sequedad es un concepto relativo que se refiere a cualquier situación en la que hay carencia de agua. Por tanto, los climatólogos definen el *clima seco* como un clima en el que la precipitación anual no es tan grande como la posible pérdida de agua a través de la evaporación. Por consiguiente, la sequedad no solo está relacionada con los totales anuales de precipitación sino que también es una función de la evaporación, que a su vez depende en gran parte de la temperatura.

A medida que las temperaturas aumentan, también crece la posible evaporación. De 15 a 25 cm de precipitación pueden bastar para sustentar bosques de coníferas en el norte de Escandinavia o Siberia, donde la evaporación hacia el aire frío y húmedo es escasa y un excedente de agua permanece en el suelo. Sin embargo, la misma cantidad de precipitación sobre Nuevo México o Irán sustenta solo una escasa cubierta vegetal, ya que la evaporación hacia el aire caliente y seco es grande. Por tanto, está claro que ninguna cantidad determinada de precipitación puede servir de límite universal para los climas secos.

Para establecer el límite entre climas secos y húmedos, el sistema de clasificación de K ppen, muy utilizado, utiliza fórmulas en las que intervienen tres variables: precipitación anual media, temperatura anual media y distribución estacional de la precipitación. El uso de la temperatura anual media refleja su importancia como un índice de la evaporación. La cantidad de precipitación que define el límite húmedo-seco será mayor cuando las temperaturas anuales medias sean elevadas, y menor cuando las temperaturas sean bajas. El uso de la distribución estacional de la precipitación también está relacionado con esta idea. Si la precipitación se concentra en los meses más cálidos, la pérdida de la evaporación es mayor que si la precipitación se concentra en los meses más fríos.

En la Tabla 19.A se resumen las cantidades de precipitación que dividen los climas secos y húmedos. Obsérvese que un lugar con una media anual de 20 C y una precipitación máxima de 68 cm en verano se clasifica como seco. Si la precipitación se produce principalmente en invierno, sin embargo, el lugar solo debe recibir 40 cm o más para ser considerada húmeda. Si la precipitación se distribuye de una manera más regular, la cifra que define el límite húmedo-seco se encuentra entre las dos anteriores.

Tabla 19.A. Precipitación anual media que define el límite entre climas secos y húmedos.

Precipitación media Temperatura anual (°C)	Precipitación en invierno Máximo (cm)	Distribución regular (cm)	Verano Máximo (cm)
5	10	24	38
10	20	34	48
15	30	44	58
20	40	54	68
25	50	64	78
30	60	74	88

latitud hay solo una pequeña zona de desierto y estepa, que se encuentra fundamentalmente cerca del extremo meridional de América del Sur en la sombra pluviométrica de los imponentes Andes.

Los desiertos de latitud media proporcionan un ejemplo de cómo los procesos tectónicos afectan al clima. Los desiertos de sombra pluviométrica existen en virtud de las montañas producidas tras la colisión de las placas. Sin esos episodios de formación de montañas, predominarían climas más húmedos en las zonas donde existen hoy muchas regiones secas.

PROCESOS GEOLÓGICOS EN CLIMAS ÁRIDOS

GEODE EARTH

Deserts and winds

▸ Common Misconceptions about Deserts

Las colinas angulosas, las escarpadas paredes de los cañones y la superficie de la grava y arena del desierto contrastan notablemente con las colinas redondeadas

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

La desaparición del mar de Aral: un gran lago se transforma en un terreno baldío

RECUADRO 19.2

El mar de Aral se encuentra en la frontera entre Uzbekistán y Kazakhstan, en Asia central (Figura 19.A). El lugar es el desierto de Turkestán, un desierto de latitud media en la sombra pluviométrica de las elevadas montañas de Afganistán. En esta región de drenaje interior, dos grandes ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas del norte de Afganistán a través del desierto hasta el mar de Aral. El agua sale del mar por evaporación. Por tanto, el tamaño del cuerpo hídrico depende del equilibrio entre la aportación del río y la evaporación.

En 1960 el mar de Aral era uno de los cuerpos hídricos interiores más grandes del mundo, Con un área de unos 67.000 km^2. Solo el mar Caspio, el lago Superior y el lago Victoria eran más grandes. Alrededor del año 2008 el área del mar de Aral era inferior al 10 por ciento de su tamaño en 1960, y su volumen se había reducido en un 90 por ciento. El retroceso de este cuerpo hídrico se representa en la Figura 19.B. Todo lo que queda son tres restos someros.

¿Qué ha provocado que el mar de Aral se seque? La respuesta es que el suministro de agua procedente de las montañas se redujo de manera significativa y luego fue eliminado. Las aguas del Amu Darya y el Syr Darya se desviaron para aportar agua a una gran extensión de cultivos irrigados en esta zona seca.

La irrigación intensiva provocó un gran aumento de la productividad agrícola, pero no sin costes significativos. Los deltas de los dos ríos principales han perdido sus tierras húmedas y la fauna ha desaparecido. La industria pesquera, que había sido próspera, está muerta, y las 24 especies de peces que habían poblado el mar de Aral ya no están allí. En la actualidad la orilla se encuentra a decenas de kilómetros de las localidades que antes eran centros pesqueros.

El mar en retroceso ha expuesto al sol y al viento millones de hectáreas que antes conformaban el fondo submarino. La sal y las sustancias agroquímicas transportadas por los ríos se incrustan en la superficie. Los fuertes vientos recogen y depositan de manera rutinaria millares de toneladas de material recién expuesto cada año. Este proceso no solo ha contribuido a una reducción significativa de la calidad del aire para las personas que viven en la región, sino que también ha afectado de manera apreciable los campos de cultivo debido a la deposición de sedimentos ricos en sal sobre tierra cultivable.

FIGURA 19.A. El mar de Aral se sitúa al este del mar Caspio, en el desierto de Turkestán. Dos ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas hacia el sur.

FIGURA 19.B. El mar de Aral en retroceso.

El mar de Aral en retroceso ha tenido un impacto notable en el clima de la región. Sin el efecto moderador de un gran cuerpo hídrico, los extremos de temperatura son mayores, la época de cultivo es más corta y la precipitación local se reduce. Estos cambios han hecho que muchas explotaciones agrarias hayan sustituido el cultivo del algodón por el del arroz, que demanda todavía más agua desviada.

¿Podría esta situación cambiar por completo si suficiente agua dulce fluyera de nuevo en el mar de Aral? Las perspectivas parecen desalentadoras. Los expertos estiman que restaurar el mar de Aral a aproximadamente el doble de su tamaño actual requeriría parar toda la irrigación de los dos ríos principales durante 50 años, lo que no podría realizarse sin arruinar las economías de los países que utilizan esa agua. Un esfuerzo ha mejorado la situación en la porción septentrional del Aral. En noviembre de 2005, se completó un gran dique oriental que bloqueó el flujo de salida hacia el sur del agua. Antes de esta estructura, se perdía la modesta cantidad de agua que llegaba del Syr Darya cuando fluía hacia el sur y se evaporaba. El dique permitía que agua del Syr Darya recargara y restaurara parcialmente esta porción del cuerpo de agua. El norte del mar de Aral es ahora más grande y menos salado que antes.

La reducción del mar de Aral es un gran desastre ambiental tristemente provocado por la actividad humana.

y las pendientes curvilíneas de los lugares más húmedos. De hecho, para un visitante de una región húmeda, puede parecer que un paisaje desértico ha sido formado por fuerzas diferentes de las que actúan en las áreas bien abastecidas de agua. Sin embargo, aunque el contraste puede ser notable, no reflejan procesos diferentes; tan solo revelan los diferentes efectos que pueden tener los mismos procesos cuando actúan bajo condiciones climáticas opuestas.

Meteorización

En las regiones húmedas, los suelos de textura relativamente fina sustentan una cubierta casi continua de vegetación que cubre la superficie. Aquí, las pendientes y los bordes rocosos están redondeados, lo que refleja la fuerte influencia de la meteorización química en un clima húmedo. Por el contrario, muchos de los derrubios meteorizados en los desiertos son roca y fragmentos minerales inalterados: es el resultado de los procesos de meteorización mecánica. En las tierras secas, la meteorización de la roca de cualquier tipo se ve muy reducida debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Sin embargo, en los desiertos no falta por completo la meteorización química. A lo largo de grandes espacios de tiempo, se forman suelos poco potentes y arcillas, y se oxidan muchos silicatos que contienen hierro, produciendo el color ocre que tiñe los paisajes desérticos.

Papel del agua

Las corrientes de agua permanentes son normales en las regiones húmedas, pero prácticamente todos los cauces de corrientes de agua en los desiertos están secos la mayor parte del tiempo (Figura 19.5A). Los desiertos tienen **corrientes de agua efímeras** (*ephemero* = de vida corta), lo que significa que transportan agua solo en respuesta a episodios específicos de precipitación. Una corriente efímera típica podría fluir solo unos pocos días o quizá tan solo unas horas al año. Algunos años, el cauce puede no transportar agua en absoluto.

Este hecho resulta obvio incluso para el viajante casual que observa numerosos puentes por debajo de los cuales no atraviesa corriente de agua alguna o numerosas depresiones en la carretera atravesadas por cauces

A.

B.

FIGURA 19.5. A. La mayor parte del tiempo, los cauces de las corrientes de agua en los desiertos están secos. B. Corriente efímera poco después de una densa lluvia. Aunque estas inundaciones son breves, producen grandes cantidades de erosión (Fotos de E. J. Tarbuck).

secos. Sin embargo, cuando se producen chaparrones espesos y esporádicos, cae tanta lluvia en un tiempo tan corto que no se puede absorber toda ella (Figura 19.6). Dado que la cobertura vegetal del desierto es escasa, no se interpone prácticamente obstáculo alguno al agua de escorrentía, la cual es, por consiguiente, rápida y crea a menudo inundaciones súbitas a lo largo de los fondos del valle (Figura 19.5B). Estas inundaciones son muy diferentes de las observadas en las regiones húmedas. Una inundación del río Mississippi puede tardar varios días en alcanzar su máximo y luego disminuir. Pero las inundaciones del desierto se producen de repente y desaparecen con rapidez. Dado que la mayor parte del material de superficie de un desierto no está anclado por vegetación, la cantidad de fuerza erosiva ejercida durante una breve precipitación es impresionante.

En la región seca del occidente de Estados Unidos se utilizan diferentes nombres para las corrientes efímeras, entre ellas *wash* y *arroyo.* En otras partes del mundo, una corriente de desierto seca puede ser un *uadi* (Arabia y África del Norte), un *donga* (América del Sur) o un *nullah* (India).

Las regiones húmedas son notables por sus sistemas de drenaje integrados. Pero en las regiones áridas, las corrientes suelen carecer de un sistema extenso de afluentes. De hecho, una característica básica de las corrientes de agua en el desierto es que son pequeñas y mueren antes de alcanzar el mar. Dado que el nivel freático suele estar muy por debajo de la superficie, pocas corrientes de agua pueden recurrir a él para abastecerse como hacen las corrientes de las regiones húmedas (*véase* Figura 17.7, pág. 537). Sin un suministro continuo de agua, la combinación de evaporación e infiltración pronto agota la corriente.

Las pocas corrientes permanentes que atraviesan las regiones áridas, como los ríos Colorado y Nilo, se originan *fuera* del desierto, a menudo en montañas bien abastecidas de agua. En estos casos, el suministro de agua debe ser grande para compensar las pérdidas que

FIGURA 19.6. Tormenta en el desierto sobre Tucson, Arizona. Es frecuente que muchas semanas, meses o a veces incluso años separen los periodos de lluvia en el desierto. Cuando caen las lluvias a menudo son copiosas y de relativamente corta duración. Dado que la intensidad de la lluvia es elevada, no puede absorberse toda el agua, lo que provoca rápidas escorrentías (Foto de Andrew Brown/Ecoscience/Corbis).

se producen cuando la corriente atraviesa el desierto. Por ejemplo, después de que el Nilo abandona su cabecera en los lagos y las montañas de África central, atraviesa casi 3.000 km del Sahara sin un solo afluente. Por el contrario, en las regiones húmedas, el caudal de un río crece a medida que fluye corriente abajo porque los afluentes y el agua subterránea aportan más agua a lo largo del camino.

Debe destacarse que *las corrientes de agua, aunque esporádicas, realizan la mayor parte del trabajo erosivo en los desiertos* (Figura 19.7). Esto está en contraposición con la creencia habitual de que el viento es el principal agente erosivo que esculpe los paisajes desérticos. Aunque la erosión eólica es, de hecho, más significativa en las áreas secas que en ningún otro lugar, la mayoría de las formas del desierto son esculpidas por las corrientes de agua. Como veremos enseguida, el papel principal del viento consiste en el transporte y el depósito de sedimentos, que crean y dan forma a los cúmulos y montículos que denominamos dunas.

FIGURA 19.7. Las lluvias en el desierto no son frecuentes pero cuando ocurren la erosión puede ser importante. Los cauces secos de las corrientes efímeras son evidentes en esta vista aérea de una superficie desértica reseca en la Arizona septentrional (Foto de Michael Collier).

«BASIN AND RANGE»: LA EVOLUCIÓN DE UN PAISAJE DESÉRTICO

Deserts and winds
▸ Reviewing Landforms and Landscapes

Dado que las regiones áridas suelen carecer de corrientes permanentes, se caracterizan por tener **drenaje interior**. Esto significa que tienen un modelo discontinuo de corrientes intermitentes que no fluyen fuera del desierto, hacia los océanos. En Estados Unidos, la seca región «Basin and Range» proporciona un ejemplo excelente. La región abarca el sur de Oregón, toda Nevada, el oeste de Utah, el sureste de California, el sur de Arizona y el sur de Nuevo México. Su nombre es una buena descripción de esta región de casi 800.000 km cuadrados, porque se caracteriza por más de 200 montañas relativamente pequeñas cuya altura oscila entre 900 y 1.500 m por encima de las cuencas que las separan.

En esta región, como en otras parecidas que hay por el mundo, la erosión ocurre fundamentalmente sin referencia al océano (nivel de base absoluto), porque el drenaje interior nunca alcanza el mar. Incluso allí donde las corrientes permanentes fluyen al océano, existen pocos afluentes y, por tanto, solo una estrecha franja de tierra adyacente a la corriente tiene el nivel del mar como su nivel absoluto de reducción del terreno.

Los bloques de diagramas de la Figura 19.8 muestran cómo ha evolucionado el paisaje en la región Basin and Range. Durante y después del levantamiento de las montañas, las corrientes de agua empiezan a esculpir la masa elevada y a depositar grandes cantidades de derrubios en la cuenca. Durante esta primera etapa se produce la mayor compensación, porque, a medida que la erosión reduce las montañas y llena de sedimentos las cuencas, las diferencias de elevación disminuyen de manera gradual.

Cuando los torrentes ocasionales de agua producidos por lluvias esporádicas se desplazan hacia abajo por los cañones montañosos, están densamente cargados de sedimentos. Al salir de los confines del cañón, el agua de escorrentía se expande sobre las suaves pendientes de la base de las montañas y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha parte de su carga se abandona en una corta distancia. El resultado es un cono de derrubios en la boca del cañón conocido como **abanico aluvial**. Dado que el material más grueso se deposita primero, la cabecera del abanico es más empinada, con una pendiente de casi 10 a 15 grados. Más adelante, el tamaño del sedimento y la inclinación de la pendiente disminuyen y se mezclan de manera imperceptible con el fondo de la cuenca. Un examen

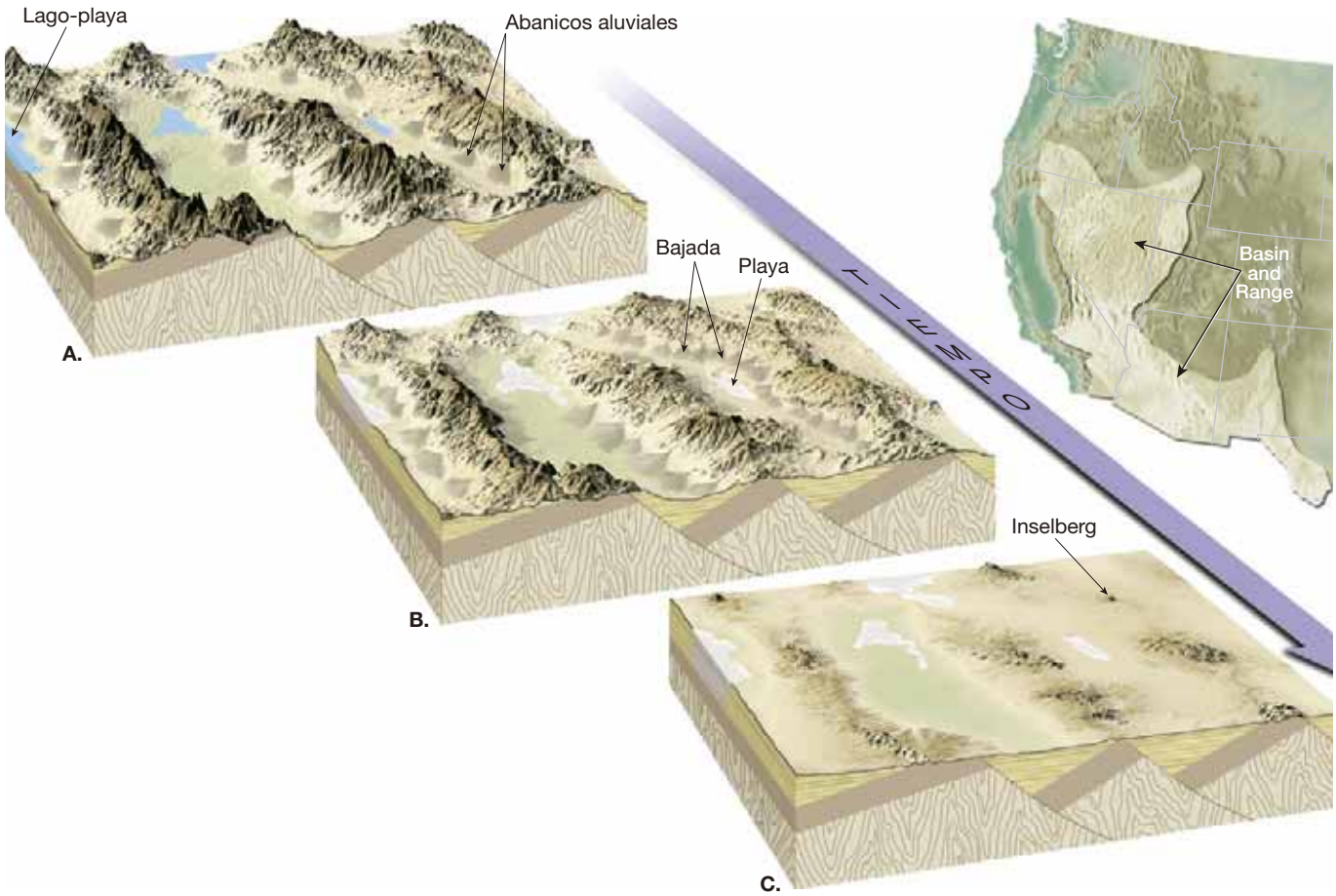


FIGURA 19.8. Etapas de evolución del paisaje de un desierto montañoso como el de la región «Basin and Range» del oeste norteamericano. A medida que continúa la erosión de las montañas y la deposición en las cuencas, los relieves disminuyen. A. Etapa inicial. B. Etapa intermedia. C. Etapa final.

de la superficie del abanico revelaría probablemente un modelo de cauce anastomosado debido a que el agua desvía su curso a medida que los cauces sucesivos se van atascando con sedimento. Con el paso de los años, el abanico aumenta de tamaño y acaba por unirse con los abanicos de los cañones adyacentes produciendo un cono de sedimento denominado **bajada** a lo largo del frente de montaña.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se encuentra el desierto más seco de la Tierra?

El desierto de Atacama, Chile, se distingue por ser el desierto más seco del mundo. Este cinturón relativamente estrecho de tierra árida se extiende a lo largo de unos 1.200 kilómetros a lo largo de la costa del Pacífico de Sudamérica (*véase* Figura 19.1). Se dice que algunas partes del Atacama no han recibido precipitación ¡durante más de 400 años! Deben mirarse estas afirmaciones con escepticismo. Sin embargo, para lugares donde se han conservado los registros, en Arica, Chile, en la parte septentrional del Atacama, se ha experimentado un intervalo de 14 años sin precipitación medible.

En las raras ocasiones en las que se producen precipitaciones abundantes, las corrientes pueden fluir a través de la bajada hasta el centro de la cuenca, convirtiendo el fondo de la cuenca en un **lago-playa** somero. Estos lagos-playa son estructuras transitorias que duran solo unos pocos días o, a lo sumo, unas pocas semanas antes de que la evaporación y la infiltración eliminen el agua. El lecho seco y plano que queda de un lago se denomina **playa**. Las playas están compuestas típicamente por limos finos y arcillas, y en ocasiones encostradas con las sales precipitadas durante la evaporación (*véase* Figura 7.18, pág. 548). Estas sales precipitadas pueden ser inusuales. Un ejemplo es el borato sódico (mejor conocido como bórax) que se obtiene en minas de los antiguos depósitos del lago-playa del Valle de la Muerte, California.

Con la erosión progresiva de la masa montañosa y la sedimentación que le sigue, el relieve local sigue disminuyendo. Por último, habrá desaparecido casi del todo la masa montañosa. Por tanto, en las etapas finales de la erosión, las áreas montañosas están reducidas a unas grandes prominencias rocosas proyectándose sobre la cuenca rellena de sedimentos de su entorno. Estos restos

erosivos aislados de un paisaje de desierto en sus últimas etapas se denominan **inselbergs,** palabra alemana que significa «montañas aisladas» (*véase* Recuadro 19.3).

Cada una de estas etapas de la evolución del paisaje en un clima árido mostradas en la Figura 19.8 puede observarse en la región «Basin and Range». En el sur de Oregón y el norte de Nevada se encuentran montañas recién levantadas en una etapa inicial de erosión. El Valle de la Muerte, California, y el sur de Nevada encajan en la etapa media más avanzada, mientras que en el sur de Arizona puede verse la etapa final, con sus inselbergs.

La Figura 19.9 es una imagen de satélite de una porción del Valle de la Muerte. Son visibles muchos de los rasgos estructurales que se acaban de describir. Esta imagen de febrero de 2005 muestra el área poco después de una lluvia intensa. Como ha ocurrido muchas veces a lo largo de miles de años, se formó un lago playa somero en la mancha más baja. En mayo de 2005, solo tres meses después de la tormenta, el fondo del valle había vuelto a ser una playa seca de sal incrustada.

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR EL VIENTO

El aire en movimiento, como el agua en movimiento, es turbulento y capaz de elevar derrubios sueltos y transportarlos a otros lugares. Exactamente igual que ocurre en una corriente, la velocidad del viento aumenta con la distancia de la superficie. También, igual que en una corriente, el viento transporta partículas finas en suspensión, mientras que las más pesadas son transportadas como carga de fondo. Sin embargo, el transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras significativas. En primer lugar, la menor densidad del viento, en comparación con la del agua, le hace menos capaz de elevar y transportar materiales gruesos. En segundo lugar, dado que el viento no está confinado en cauces, puede extender el sedimento a lo largo de grandes áreas, así como hacia arriba, a la atmósfera.

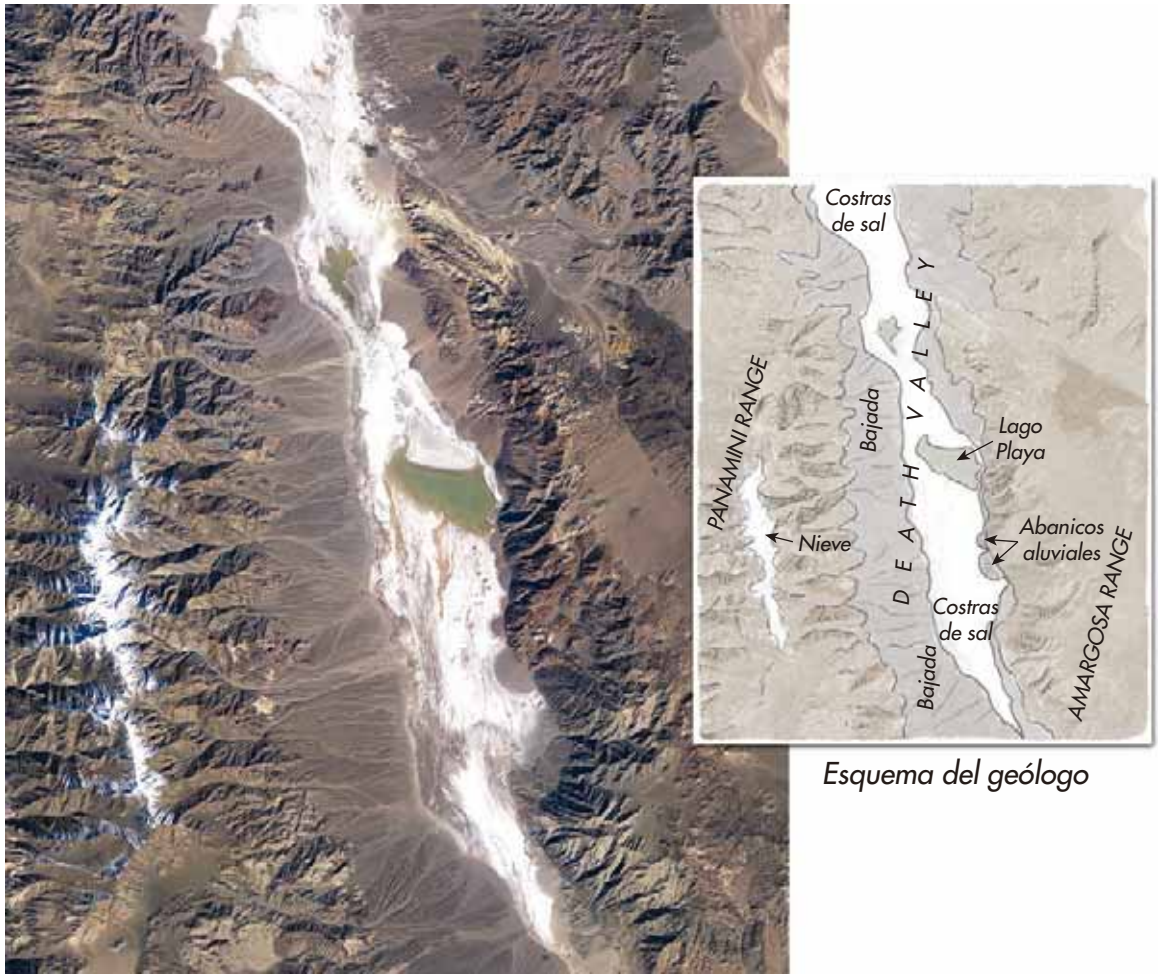


FIGURA 19.9. Imagen por satélite de parte del Valle de la muerte, California, un paisaje clásico de «Basin and Range». Poco después de que se tomara esta imagen en febrero de 2005, lluvias torrenciales condujeron a la formación de un lago playa, la piscina de agua verduzca en el fondo de la cuenca. En mayo de 2005, el lago se había convertido en una playa cubierta de sal (NASA).

ENTENDER LA TIERRA

El monte Uluru de Australia

RECUADRO 19.3

Cuando los viajeros que se plantean un viaje a Australia consultan prospectos y guías turísticas, seguro que ven una fotografía o leen una descripción del monte Uluru (antes, Roca Ayers). Como se muestra en la Figura 19.C, esta famosa atracción es una estructura masiva que se eleva abruptamente de la llanura circundante. Situado en el Parque Nacional Uluru-Kata Tjuta, al suroeste de Alice Springs, en el centro seco del continente, el monolito más o menos circular mide más de 350 m de altitud y su base tiene una circunferencia de más de 9,5 km. Su cima es plana y sus lados arrugados. El tipo de roca es arenisca, y los matices rojos y naranjas cambian con la luz del día. Además de ser una atracción geológica impresionante, el monte Uluru es interesante porque es un lugar sagrado para las tribus aborígenes de la región.

El monte Uluru es un ejemplo espectacular de una estructura conocida con el nombre de inselberg. Inselberg es una palabra alemana que significa «montaña aislada» y parece adecuada porque estas masas se parecen mucho a unas islas rocosas que permanecieran sobre la superficie de un gran mar. Estructuras similares salpican muchas otras regiones áridas y semiáridas del mundo. El monte Uluru es un tipo especial de inselberg formado por una masa rocosa muy resistente que exhibe una forma redondeada o abovedada. Las masas de este tipo se denominan *bornhardts* en homenaje al explorador alemán del siglo XIX, Wilhelm Bornhardt, que describió estructuras similares en algunas partes de África.

Los bornhardts se forman en regiones donde la roca masiva o resistente, como el granito o la arenisca, está rodeada de una roca más susceptible a la meteorización. La mayor susceptibilidad de la roca adyacente suele ser consecuencia del hecho de que está más fracturada. Las diaclasas permiten que el agua y, por tanto, los procesos de meteorización penetren a mayor profundidad. Cuando la roca adyacente muy meteorizada es retirada por la erosión, la masa rocosa mucho menos meteorizada permanece elevada. Tras la formación del bornhardt, éste tiende a liberar agua. Por el contrario, las llanuras circundantes cubiertas de derrubios absorben el agua y se meteorizan con mayor rapidez. Por consiguiente, una vez formado, un bornhardt ayuda a perpetuar su existencia reforzando los procesos que lo crearon. De hecho, las masas como el monte Uluru pueden continuar formando parte del paisaje durante decenas de millones de años.

Los bornhardts son más habituales en las latitudes más bajas, ya que la meteorización responsable de su formación procede de manera más rápida en los climas más cálidos. En las regiones que en la actualidad son áridas o semiáridas, los bornhardts pueden reflejar épocas en las que el clima era más húmedo que en la actualidad.

FIGURA 19.C. El Monte Uluru (antes Roca Ayers) se eleva claramente por encima de las llanuras secas de Australia central. Es un itpo de inselberg conocido como bornhardt. A medida que la erosión va reduciendo gradualmente la superficie, quedan los restos menos meteorizados de la enorme roca de pie por encima de la roca más unida y más fácilmente meteorizada que la rodea (Foto de t Wolfe, Inc).

Carga de fondo

La **carga de fondo** transportada por el viento consiste en granos de arena. Las observaciones realizadas en el campo y en experimentos en los que se utilizan túneles de viento indican que la arena movida por el viento se mueve saltando y rebotando a lo largo de la superficie: proceso denominado **saltación**. El término no es una referencia a la sal, sino que deriva de la palabra que significa «saltar» en latín.

El movimiento de los granos de arena empieza cuando el viento alcanza una velocidad suficiente para superar la inercia de las partículas en reposo. Al principio, la arena gira a lo largo de la superficie. Cuando un grano de arena en movimiento golpea otro grano, uno o los dos pueden saltar en el aire. Una vez en el aire, los granos son transportados hacia delante por el viento hasta que la gravedad los lleva de nuevo hacia la superficie. Cuando la arena golpea la superficie, o bien rebota de nuevo al aire o bien desaloja otros granos, que entonces

saltan hacia arriba. De esta manera, se establece una reacción en cadena, que llena el aire cercano a la superficie de granos de arena en saltación en un tiempo muy corto (Figura 19.10).

Los granos de arena que rebotan nunca viajan muy lejos de la superficie. Aun cuando los vientos sean muy fuertes, la altura alcanzada por la arena rara vez excede un metro y normalmente no supera el medio metro. Algunos granos de arena son demasiado grandes para ser lanzados en el aire por el impacto de otras partículas. Cuando esto ocurre, la energía proporcionada por el impacto de los granos saltantes más pequeños impulsa el movimiento hacia delante de los granos más grandes. Los cálculos indican que entre el 20 y el 25 por ciento de los granos transportados en una tormenta de arena se mueve de esta manera.

Carga en suspensión

A diferencia de la arena, las partículas más finas de polvo pueden ser barridas hacia la atmósfera por el viento. Dado que el polvo suele estar compuesto de partículas bastante planas que tienen áreas superficiales grandes en comparación con su peso, es relativamente fácil para el aire turbulento contrarrestar el empuje de la gravedad y mantener esas partículas finas transportadas por el aire durante horas o incluso días. Aunque el limo y la arcilla pueden ser transportados en suspensión, el limo constituye normalmente la mayor parte de la **carga suspendida**, porque el reducido grado de meteorización química de los desiertos proporciona solo pequeñas cantidades de arcilla.

Las partículas finas son fácilmente transportadas por el viento, pero no son fácilmente recogidas para empezar su transporte. La razón es que la velocidad del viento es prácticamente cero dentro de una capa muy fina situada cerca del suelo. Por tanto, el viento no puede elevar el sedimento por sí mismo. En cambio, debe ser arrojado o dispersado en el aire en movimiento por los granos de arena que rebotan u otros procesos. Esta idea está bien ilustrada por una carretera seca no pavimentada en un día de viento. El viento levanta poco polvo si antes no se le mueve. Sin embargo, como pase un coche o un camión por la carretera, se levanta una capa de limo que crea una gruesa nube de polvo.

Aunque la carga suspendida suele depositarse relativamente cerca de su origen, los vientos altos son capaces de transportar grandes cantidades de polvo a grandes distancias (Figura 19.11). En los años 30, se transportó polvo levantado en Kansas hasta Nueva Inglaterra y más allá, hasta el Atlántico norte. De igual manera, se ha seguido la pista de polvo del Sahara hasta las Indias occidentales.

FIGURA 19.10. Una nube de granos de arena asciende mediante saltación por la pendiente suave de una duna (Foto de Stephen Trimble).

EROSIÓN EÓLICA

Deserts and winds
▸ Common Misconceptions about Deserts

En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. Recordemos que incluso en los desiertos, la mayor parte de la erosión la realizan las corrientes de agua intermitentes, no el viento. La erosión eólica es más eficaz en las regiones áridas que en las áreas húmedas, porque en los lugares húmedos la humedad mantiene juntas las partículas, y la vegetación las sujeta al suelo. Para que el viento sea una fuerza erosiva eficaz,

FIGURA 19.11. Esta imagen de satélite muestra gruesos penachos de polvo del desierto del Sahara que se desplazan sobre el Mar Rojo el 30 de junio de 2009. Estas tormentas de polvo son habituales en el árido norte de África. De hecho, esta región es la mayor fuente de polvo del mundo. Los satélites son una herramienta excelente para estudiar el transporte de polvo a escala mundial. Muestran que las tormentas de polvo pueden cubrir áreas enormes y que el polvo puede ser transportado a lo largo de grandes distancias (Imagen cortesía de la NASA).

la sequedad y la escasez de vegetación son requisitos previos importantes. Cuando existen dichas circunstancias, el viento puede levantar, transportar y depositar grandes cantidades de sedimento fino. Durante los años treinta, parte de las Grandes Llanuras experimentaron enormes tormentas de polvo: la tierra quedó expuesta a la erosión eólica tras ser arada bajo la cubierta vegetal natural para el cultivo y la posterior e intensa sequía. Este lugar se conoce desde entonces como Dust Bowl.

Deflación y depresiones de deflación

Una forma mediante la cual el viento produce erosión es la **deflación** (*de* = fuera; *flat* = soplar), el levantamiento y removilización del material suelto. A veces, la deflación es difícil de observar porque toda la superficie está siendo reducida al mismo tiempo, pero puede ser significativa. En algunas zonas del Dust Bowl de los años treinta, enormes áreas de terreno experimentaron una reducción de hasta un metro tan solo en unos años.

El resultado más destacable de la deflación en algunos lugares es la aparición de depresiones superficiales denominadas **depresiones de deflación** (Figura 19.12). En la región de las Grandes Llanuras, del norte de Texas a Montana, son visibles miles de depresiones de deflación en el paisaje. Oscilan entre pequeños agujeros menores de 1 m de profundidad y 3 m de ancho a depresiones que se aproximan a 50 m de profundidad y varios kilómetros de diámetro. El factor que controla las profundidades de estas cuencas (es decir, que actúa como nivel de base) es el nivel freático local. Cuando las depresiones de deflación descienden hasta el nivel freático, la tierra húmeda y la vegetación impiden la deflación posterior.

A veces los alumnos preguntan...

He oído en algún lugar que los desiertos están extendiéndose. ¿Esta ocurriendo de verdad?

Sí. El problema se denomina desertificación y se refiere a la alteración del terreno hacia condiciones parecidas a las desérticas como consecuencia de las actividades humanas. Normalmente tiene lugar en los márgenes de los desiertos y es consecuencia sobre todo del uso inadecuado del terreno. Se desencadena cuando se elimina la vegetación natural modesta de las zonas marginales, arar o utilizar como pasto. Cuando se producen sequías, como es inevitable en estas regiones, y la cubierta vegetal ha sido destruida más allá del mínimo para contener el terreno contra la erosión, la destrucción se vuelve irreversible. Se está produciendo desertificación en muchos lugares, pero es particularmente grave en la región sur del desierto del Sáhara conocido como el Sahel.

Pavimento desértico

En determinadas zonas de muchos desiertos, la superficie es una capa muy empaquetada de cantos gruesos demasiado grandes para ser movidos por el viento. Este revestimiento de guijarros y piedras, denominado **pavimento desértico**, tiene un grosor de tan solo uno o

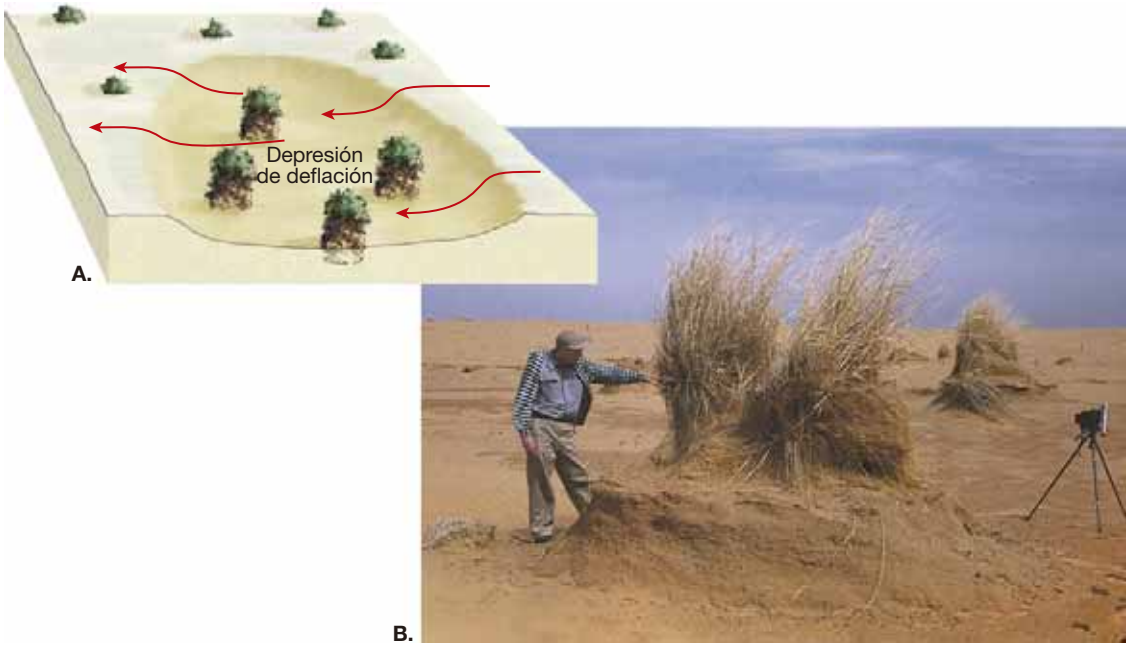


FIGURA 19.12. A. Depresiones creadas por la deflación. La tierra seca y en su mayor parte desprotegida por las raíces de la vegetación es especialmente susceptible. B. En este ejemplo la deflación ha removido 1,5 m aproximadamente de tierra, la distancia del brazo extendido del hombre hasta sus pies (Foto cortesía de la U.S.D.A/Natural Resources Conservation Services).

dos clastos (Figura 19.13) Por debajo hay una capa que contiene una proporción significativa de arena y limo. Cuando hay pavimento desértico, constituye un control importante sobre la erosión eólica porque los cantos del pavimento son demasiado grandes para que la deflación los retire. Cuando el blindaje es alterado, el viento puede erosionar fácilmente el fino limo expuesto. Durante muchos años, la explicación más común para la formación del pavimento desértico era que se desarrolla cuando el aire retira la arena y el limo de depósitos superficiales muy poco seleccionados. Como se ilustra en la Figura 19.14A, la concentración de partículas más grandes en la superficie aumenta de manera gradual a medida que las partículas más finas son levantadas por el viento. Por último, la superficie está completamente cubierta con cantos rodados y guijarros demasiado grandes para ser movidos por el viento.

FIGURA 19.13. El pavimento desértico consiste en un barniz densamente empaquetado de cantos rodados y guijarros que tiene un espesor de solo una o dos piedras. Debajo del pavimento hay material que contiene una proporción significativa de partículas más finas. Si se deja sin alterar, el pavimento desértico protegerá la superficie de la deflación (Foto de Bobbé Christopherson).

Los estudios han demostrado que el proceso representado en la Figura 19.14A no constituye una explicación adecuada para todos los ambientes en los que existen pavimentos desérticos. Por ejemplo, en muchos lugares, el pavimento desértico se encuentra sobre un estrato relativamente grueso del limo que contiene pocos cantos, en caso de que contenga algunos. En este ámbito, la deflación del sedimento fino no pudo dejar atrás una capa de partículas gruesas. Los estudios han demostrado también que en algunas áreas, los cantos rodados y los guijarros que componen el pavimento desértico han estado expuestos en la superficie durante aproximadamente el mismo lapso de tiempo. Esto no sería así en el caso de los procesos mostrados en la

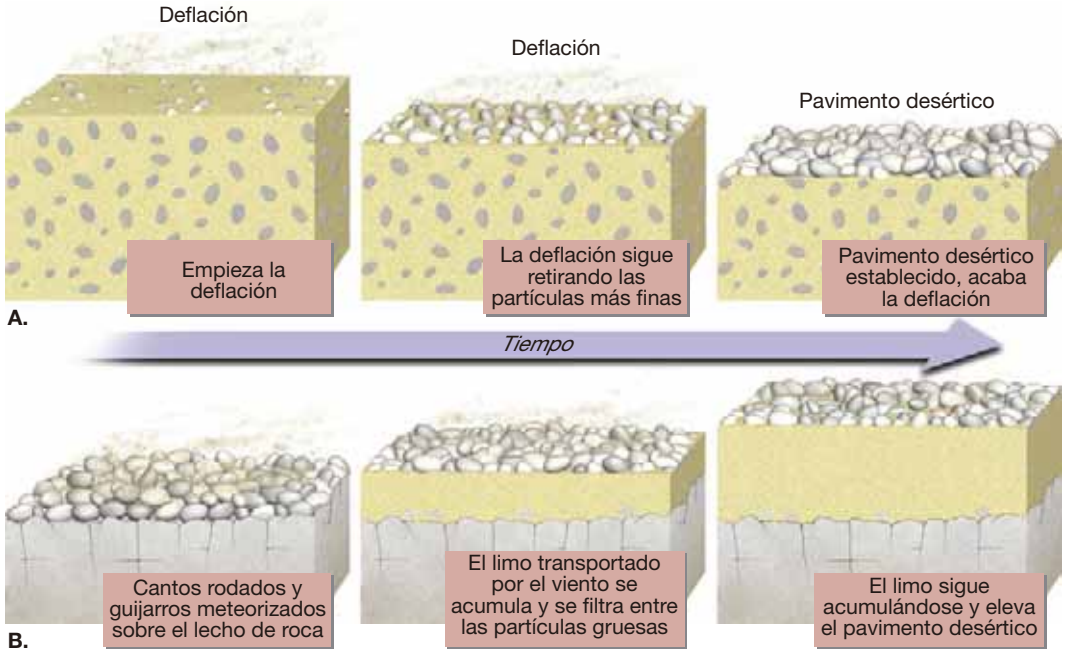


FIGURA 19.14. A. Este modelo retrata un área con depósitos superficiales mal seleccionados. Las partículas gruesas se van concentrando gradualmente en una capa fuertemente empaquetada a medida que la deflación reduce la superficie retirando la arena y el limo. Aquí el pavimento desértico es consecuencia de la erosión eólica. B. Este modelo muestra la formación del pavimento desértico en una superficie inicialmente cubierta con guijarros y cantos gruesos. El polvo transportado por el viento se acumula en la superficie y gradualmente se filtra hacia abajo por los espacios que quedan entre las partículas gruesas. La infiltración del agua de la lluvia contribuye al proceso. Este proceso deposicional eleva la superficie y produce una capa de guijarros y cantos gruesos que subyacen a una capa sustancial de sedimento fino.

Figura 19.14A. Aquí, las partículas gruesas que componen el pavimento alcanzan la superficie a lo largo de un lapso temporal extenso a medida que la deflación retira gradualmente el material fino.

Como consecuencia, se formuló una explicación alternativa para el pavimento desértico (Figura 19.14B). Esta hipótesis sugiere que el pavimento forma una superficie que inicialmente consiste en partículas gruesas. Con el tiempo, los cantos que sobresalen atrapan los granos que son transportados por el viento que se sedimentan y se filtran a través de los espacios entre las piedras de superficie más grande. El agua de la lluvia ayuda al proceso de infiltración. En este modelo, los guijarros que componen el pavimento nunca estuvieron enterrados. Además, explica de manera satisfactoria la falta de partículas gruesas debajo del pavimento desértico.

Ventifactos y yardangs

Como los glaciares y las corrientes de agua, el viento también erosiona mediante **abrasión** (*ab* = fuera; *arderе* = raspar). En las regiones secas, así como a lo largo de las playas, la arena transportada por el viento corta y pule las superficies rocosas expuestas. A veces, la abrasión crea rocas de formas muy interesantes conocidas como **ventifactos** (Figura 19.15A)**.** La cara de la roca expuesta al viento predominante es sometida a abrasión, dejándola pulida, picada y con bordes angulosos. Si el viento no sopla constantemente de la misma dirección, o si el canto se reorienta, puede tener varias superficies facetadas.

Por desgracia, a menudo se atribuyen a la abrasión obras que van más allá de sus capacidades. Estructuras como rocas en equilibrio de pie en la parte superior de pedestales estrechos y con intrincados detalles en altos pináculos, no son consecuencia de la abrasión. Rara vez la arena viaja más de un metro por encima de la superficie, de manera que el efecto de limpieza con chorro de arena del viento está obviamente limitado en la vertical.

Además de los ventifactos, la erosión eólica es responsable de la creación de estructuras mucho mayores, denominadas yardangs (de la palabra turca *yar,* que significa «orilla empinada»). Un **yardang** es una cresta aerodinámica esculpida por el viento con una orientación paralela a la del viento predominante (Figura 19.15B). Cada yardang es normalmente pequeño; suelen medir menos de 5 m y 10 m de altura. Dado que el efecto de estallido de la arena es mayor cerca del suelo, estos restos de roca del lecho erosionada suelen ser más estrechos en su base. A veces los yardang son estructuras grandes. En el valle de Ica, Perú, hay yardang que se aproximan a los 100 m de altura y muchos kilómetros de longitud. En el desierto de Irán algunos alcanzan 150 m de altura.

DEPÓSITOS EÓLICOS

Deserts and winds
▸ Reviewing Landforms and Landscapes

Aunque el viento carece relativamente de importancia en la génesis de formas *erosivas,* en algunas regiones crea significativas estructuras *deposicionales.* Las acumulaciones de sedimento transportado por el viento son particularmente notables en las regiones secas de todo el mundo y a lo largo de muchas costas arenosas. Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) montículos y colinas de arena formados a partir de la carga de

A.

B.

FIGURA 19.15. A. Los ventifactos son rocas pulidas y conformadas por el choque de la arena (Foto de Stephen Trimble). B. Los yardangs suelen ser formas del paisaje pequeñas y esculpidas por el viento que se alinean en paralelo con el viento (Foto de Peter M. Wilson/CORBIS).

fondo del viento, que denominamos dunas, y (2) extensas alfombras de limo, denominados loess, que una vez fueron transportadas en suspensión.

Depósitos de arena

Como ocurre con las corrientes de agua, el viento deja caer su carga de sedimento cuando la velocidad desciende y la energía disponible para el transporte disminuye. Por tanto, la arena empieza a acumularse en cualquier lugar en el que una obstrucción situada en el camino del viento ralentice su movimiento. A diferencia de muchos depósitos de limo, que forman capas a modo de alfombra a lo largo de grandes áreas, los vientos depositan normalmente la arena en montículos o crestas denominados **dunas** (Figura 19.16).

FIGURA 19.16. Parte A, se muestran las dunas White Point cerca de Preston Mesa, Arizona. Los vientos fuertes levantan la arena por encima de las pendientes más suaves en dirección al viento. Conforme se acumula la arena cerca de la cresta de la duna, la pendiente se hace más empinada. Por último, algo de la zona se desliza hacia abajo por la *cara de deslizamiento* como ocurrió en la parte B (Fotos de Michael Collier).

Cuando el aire en movimiento encuentra un objeto, como una mata de vegetación o una roca, barre a su alrededor y por encima de él, dejando una sombra de aire con movimiento más lento por detrás del obstáculo, así como una zona más pequeña de aire más tranquilo justo enfrente del obstáculo. Algunos de los granos de arena que se mueven por saltación con el viento vienen a descansar a esas sombras de viento. A medida que continúa la acumulación de arena, se convierte en una barrera cada vez más imponente para el viento y, por tanto, en una trampa cada vez más eficaz para la acumulación de arena. Si hay suficiente abastecimiento de arena y el viento sopla de manera uniforme durante un tiempo lo bastante largo, el montículo de arena crece y se transforma en una duna.

Muchas dunas tienen un perfil asimétrico, con la pendiente de sotavento (protegida) más empinada y la pendiente de barlovento con una inclinación más suave. Las dunas de la Figura 19.16 son un buen ejemplo. La arena asciende por la pendiente más suave, en la ladera de barlovento, por saltación. Justo detrás de la cresta de la duna, donde la velocidad del viento es menor, se acumula la arena. Conforme se acumula más arena, la pendiente se inclina y algo acaba por deslizarse bajo el empuje de la gravedad. De esta manera, la pendiente de sotavento de la duna, denominada **cara de deslizamiento**, mantiene un ángulo de unos 34 grados, el ángulo de reposo para la arena seca suelta (recordemos del Capítulo 15 que el ángulo de reposo es el ángulo más empinado al cual el material suelto permanece estable). La acumulación continua de arena, junto con los desplazamientos periódicos que tienen lugar por la cara de deslizamiento, provocan una migración lenta de la duna en la dirección del movimiento del aire.

A medida que la arena se deposita en la cara de deslizamiento, se forman estratos inclinados en la dirección en la que sopla el viento. Estas capas en pendiente se denominan **estratos cruzados** (Figura 19.17). Cuando las dunas son finalmente enterradas bajo otras capas de sedimento y entran a formar parte del registro de rocas sedimentarias, se destruye su forma asimétrica, pero permanecen los estratos cruzados como testimonio de su origen. Ningún lugar tiene una estratificación cruzada más notable que el de las paredes de arenisca de Zion Canyon, en el sur de Utah (Figura 19.17).

En algunas áreas, el movimiento de la arena constituye un problema. En la Figura 19.18 las dunas están avanzando por los campos irrigados de Egipto. En zonas de Oriente Medio, las valiosas instalaciones petrolíferas deben ser protegidas de la invasión de las dunas. En algunos casos, las cercas se construyen lo bastante de cara al viento de las dunas como para detener su migración. A medida que la arena sigue acumulándose, sin embargo, debe aumentarse la altura de las cercas. En Kuwait, las cercas protectoras se extienden durante casi

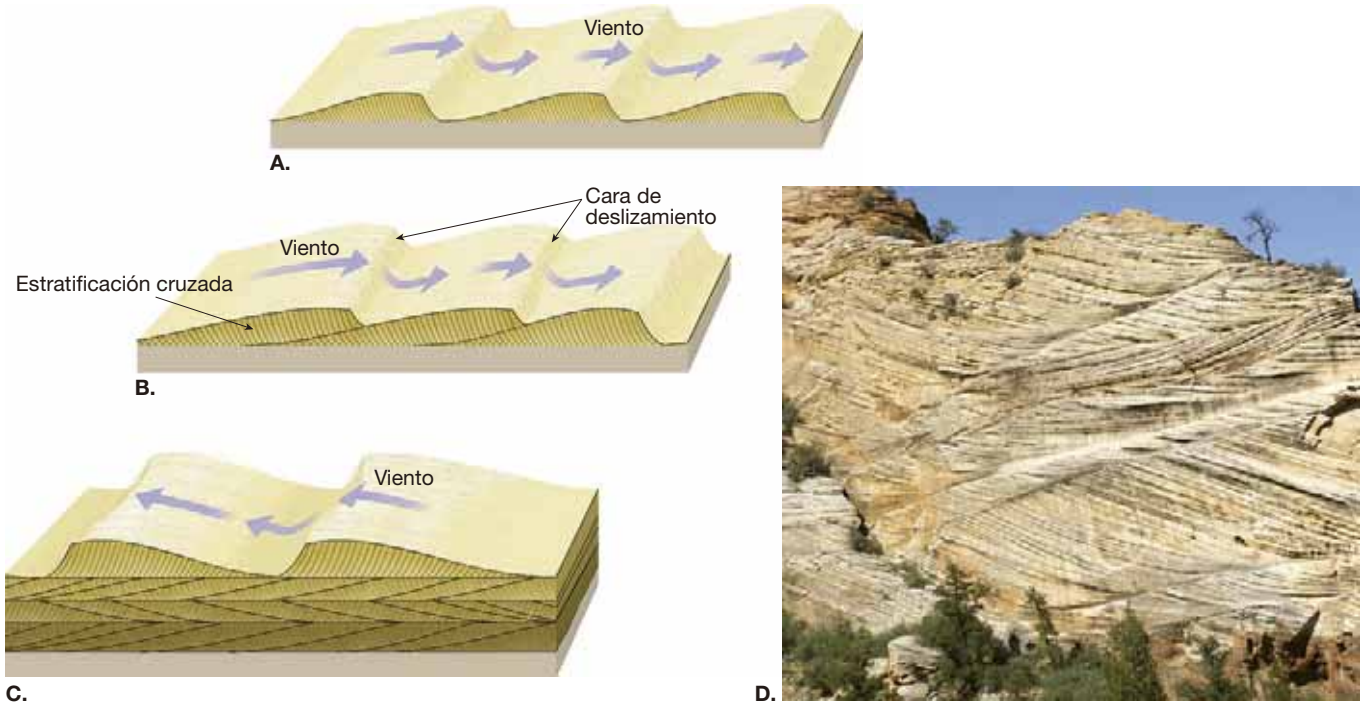


FIGURA 19.17. Como se ilustra en las partes A y B, las dunas tienen normalmente una forma asimétrica. El lado de sotavento, más empinado, se denomina *cara de deslizamiento*. Los granos de arena depositados en la cara de deslizamiento en la dirección del ángulo de reposo crean la estratificación cruzada de las dunas. C. Con el tiempo, se desarrolla un modelo. Obsérvese también que cuando las dunas son enterradas y se convierten en una parte del registro sedimentario, la estructura cruzada se conserva. D. La estratificación cruzada es una característica obvia de la Navajo Sandstone en el Parque nacional de Zion, Utah (Foto de Dennis Tasa).

FIGURA 19.18. Estas dunas del desierto (denominadas *barjanes*) en Egipto están avanzando desde la derecha hacia la izquierda a través de campos de irrigación (Foto de Georg Gerster/ Photo Researchers, Inc)..

10 km alrededor de un importante pozo petrolífero. La migración de las dunas puede plantear también un problema para la construcción y el mantenimiento de carreteras y vías férreas que atraviesan regiones desérticas arenosas. Por ejemplo, para mantener abierta al tráfico una porción de la autopista 95 cerca de Winnemucca, Nevada, debe retirarse la arena unas tres veces al año. Cada vez, se extraen entre 1.500 y 4.000 m cúbicos de arena. Los intentos de estabilizar las dunas plantando diferentes variedades de hierba han sido insatisfactorios, porque la escasa precipitación hace imposible que se mantengan las plantas.

Tipos de dunas de arena

Las dunas no son simples montículos aleatorios de sedimento transportado por el viento. Antes bien, son acumulaciones que suelen adoptar modelos sorprendentemente constantes. Al abordar este punto, uno de los primeros investigadores pioneros sobre las dunas, el ingeniero británico R. A. Bagnold, observaba: «En vez de encontrar caos y desorden, el observador nunca deja de asombrarse de la simplicidad de forma, la exactitud de la repetición y el orden geométrico…». Existe una amplia selección de formas de dunas que, generalmente, se simplifican en unos pocos tipos principales para su discusión.

Por supuesto, existen gradaciones entre las diferentes formas, así como dunas de formas irregulares que no encajan fácilmente en una categoría. Varios factores influyen en la forma y el tamaño que las dunas acaban por adoptar. Esos factores son la dirección y la velocidad del viento, la disponibilidad de arena y la cantidad

de vegetación presente. En la Figura 19.19 se muestran seis tipos básicos de dunas, y las flechas indican las direcciones del viento.

Barjanes

Las dunas solitarias de arena en forma de media luna y con sus extremos apuntando en la dirección del viento se denominan **barjanes** (Figura 19.19A). Estas dunas se forman cuando los suministros de arena son limitados y la superficie es relativamente plana, dura y carente de vegetación. Migran lentamente con el viento a una velocidad de hasta 15 m por año. Su tamaño suele ser modesto, alcanzando, las más grandes, alturas de unos 30 m, mientras que la expansión máxima entre las puntas se aproxima a 300 m. Cuando la dirección del viento es casi constante, la forma de media luna de estas dunas es casi simétrica. Sin embargo, cuando la dirección del viento no es perfectamente fija, una punta se hace mayor que la otra.

Dunas transversales

En regiones donde los vientos predominantes son uniformes, hay abundancia de arena y la vegetación es dispersa o no existe, las dunas forman una serie de largas crestas separadas por depresiones y orientadas según ángulos rectos con respecto al viento predominante. Debido a esta orientación, se denominan **dunas transversales** (Figura 19.19B). Normalmente, muchas de las dunas costeras son de este tipo. Además, las dunas transversales son comunes en muchas regiones áridas donde la extensa superficie de arena ondulada se denomina a veces *mar de arena.* En algunas partes de los

A veces los alumnos preguntan...

¿No están cubiertos los desiertos fundamentalmente por dunas de arena?

Un concepto erróneo habitual sobre los desiertos es que están formados por kilómetros y kilómetros de dunas de arena acumulada. Es cierto que hay acumulaciones de arena en algunas zonas y pueden ser estructuras impresionantes. Pero, aunque quizá sorprenda, las acumulaciones de arena en todo el mundo representan solo un pequeño porcentaje del total de zonas desérticas. Por ejemplo, en el Sahara, el desierto más grande del mundo, las acumulaciones de arena cubren solo una décima parte de su área. El desierto con más arena es el Arábigo, un tercio del cual está formado por arena.

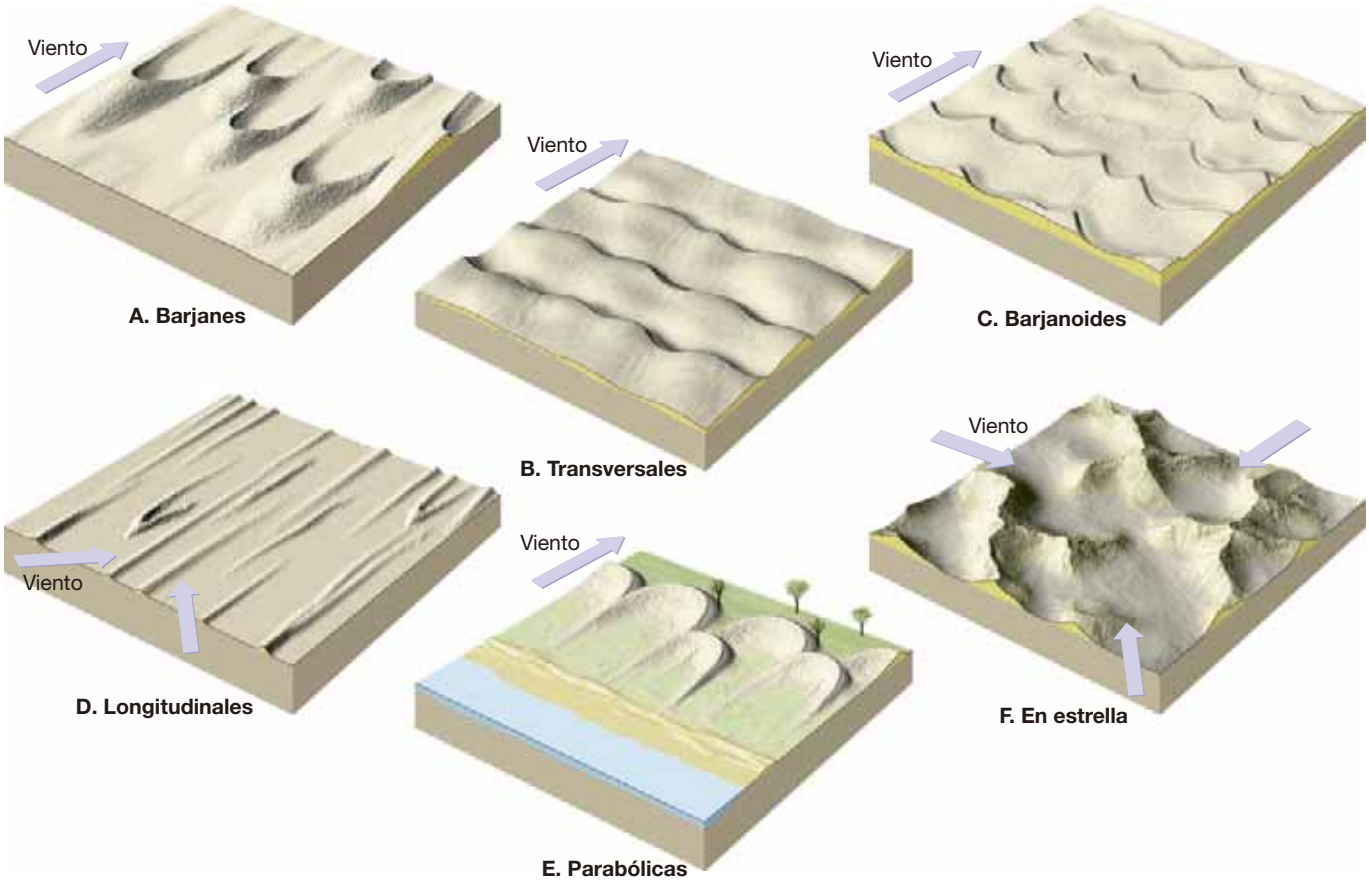


FIGURA 19.19. Tipos de dunas de arena. A. Barjanes. B. Dunas transversas. C. Dunas barjanoides. D. Dunas longitudinales. E. Dunas parabólicas. F. Dunas en estrella.

desiertos del Sahara y el Arábigo, las dunas transversas alcanzan alturas de 200 m, ocupan una superficie transversal de 1 a 3 km y pueden extenderse a lo largo de distancias de 100 km o más.

Hay una forma de duna relativamente común, que es intermedia entre los barjanes aislados y las extensas ondulaciones de las dunas transversales. Esas dunas, denominadas **dunas barjanoides,** forman hileras festoneadas de arena orientadas según ángulos rectos con respecto al viento (Figura 19.19C). Las hileras recuerdan una serie de barjanes que hayan sido colocados unos al lado de otros

Dunas longitudinales

Las **dunas longitudinales** son largas crestas de arena que se forman más o menos en paralelo al viento predominante y donde el suministro de arena es limitado (Figura 19.19D). Aparentemente la dirección del viento predominante debe variar algo, pero sigue permaneciendo en el mismo cuadrante de la brújula. Aunque los tipos más pequeños tienen solo 3 o 4 m de altura y varias docenas de metros de longitud, en algunos desiertos grandes las dunas longitudinales pueden alcanzar grandes tamaños. Por ejemplo, en partes del norte de África, Arabia y Australia central esas dunas pueden alcanzar una altura de 100 m y extenderse a lo largo de distancias de más de 100 km.

Dunas parabólicas

A diferencia de las otras dunas que se han descrito hasta ahora, las **dunas parabólicas** se forman donde la vegetación cubre parcialmente el terreno. La forma de estas dunas recuerda la forma de los barjanes, excepto en que sus extremos apuntan en dirección contraria al viento en vez de en su misma dirección (Figura 19.19E). Las dunas parabólicas se forman a menudo a lo largo de las costas donde hay fuertes vientos que soplan hacia el interior y abundante arena. Si la cubierta vegetal dispersa de la arena se interrumpe en algún punto, la deflación crea una depresión. Entonces la arena es transportada fuera de la depresión y depositada como un reborde curvo, que se hace más alto a medida que la deflación aumenta el tamaño de la depresión.

Dunas en estrella

Confinadas en gran medida a zonas de los desiertos sahariano y arábigo, las **dunas en estrella** son colinas aisladas de arena que exhiben una forma compleja (Figura 19.19F). Su nombre deriva del hecho de que la base de estas dunas se parece a estrellas de puntas múltiples. Normalmente lomas, de 3 o 4 crestas divergen de un punto alto central, que en algunos casos puede aproximarse a los 90 m de altura (Figura 19.20). Como sugiere su forma, las dunas en estrella se desarrollan cuando las direcciones del viento son variables.

FIGURA 19.20. Duna inicial en el desierto de Namib en el sudoeste de África (Foto de Comstock).

Depósitos de loess (limo)

En algunas partes del mundo la topografía superficial está cubierta por depósitos de limo transportado por el viento, denominado **loess**. Durante periodos de quizás miles de años, las tormentas de polvo depositaron este material. Cuando el loess es atravesado por corrientes de agua o cortado para hacer carreteras, tiende a mantener una estructura vertical y carece de estratos visibles, como se puede apreciar en la Figura 19.21.

La distribución del loess en el mundo indica que hay dos fuentes principales de este sedimento: los depósitos desérticos y las llanuras de aluvión glaciares. Los depósitos de loess más gruesos y más extensos de la Tierra se encuentran en el oeste y el norte de China. Fueron transportados por el viento aquí desde las extensas cuencas desérticas de Asia central. Acumulaciones de 30 m son comunes y se han medido grosores de más de 100 m. Es este sedimento fino de color de ante el que proporciona al río Amarillo (Huang He) su nombre.

En Estados Unidos, los depósitos de loess son significativos en muchas áreas, entre ellas Dakota del Sur, Nebraska, Iowa, Missouri e Illinois, así como en zonas de la llanura de Columbia en el Pacífico noroccidental. La correlación entre la distribución del loess y las regiones agrícolas importantes del medio oeste y del estado oriental de Washington no es una mera coincidencia, porque los suelos derivados de este sedimento depositado por el viento se cuentan entre los más fértiles del mundo.

A diferencia de los depósitos de China, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos (y de Europa) es un producto indirecto de las glaciaciones. Su origen se encuentra en los depósitos de derrubios glaciares estratificados. Durante la retirada de los glaciares de casquete, muchos valles de los ríos fueron bloqueados con sedimento depositado por el agua de fusión. Fuertes vientos que soplaban en dirección oeste

barriendo a través de las desnudas llanuras de inundación, levantaron el sedimento más fino y lo dejaron caer como una manta sobre las laderas orientales de los valles. Este origen es confirmado por el hecho de que los depósitos de loess son los más potentes y más gruesos en el lado de sotavento de desbordamientos de drenaje glaciar principal, como los de los ríos Mississippi e Illinois y rápidamente se hacen más finos al aumentar la distancia de los valles. Además, los clastos angulosos mecánicamente meteorizados que componen el loess son esencialmente los mismos que los del lecho de roca producidos por la acción de molienda de los glaciares.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se encuentran las dunas de arena más grandes y cuánto miden?

Las dunas más elevadas del mundo se encuentran a lo largo de la costa suroccidental de África, en el desierto de Namibia (*véase* la foto que abre el capítulo). En algunos lugares, estas enormes dunas alcanzan alturas de 300 a 350 metros. Las dunas del Parque Nacional Great Sand Dunes al sur de Colorado son las más elevadas de Norteamérica, elevándose más de 210 metros por encima del terreno circundante.

A.

B.

C.

FIGURA 19.21. A. Este acantilado de loess vertical cerca del río Misisipi en el sur de Illionis tiene unos 3 m de altura (Foto de James E. Patterson). B. En partes de China el loess tiene suficiente fuerza estructural como para permitir la excavación de alojamientos (Foto de Christopher Liu/ChinaStock Photo Library). C. Esta imagen de satélite del 13 de marzo de 2003 muestra corrientes de polvo transportadas por el aire hacia el sur, al Golfo de Alaska. Ilustra un proceso similar al que creó muchos depósitos de loess en el medio oeste americano durante la Edad de Hielo. El fino limo es producido por la acción de molienda de los glaciares, luego es transportado más allá del margen del hielo por las aguas superficiales y depositado. Más adelante, el fino limo es levantado por los fuertes vientos y depositado como loess. (NASA).

CAPÍTULO 19 Desiertos y vientos

RESUMEN

- El *concepto de sequedad es relativo;* se refiere a cualquier situación en la que existe déficit de agua. Las regiones secas abarcan alrededor del 30 % de la superficie terrestre. Se reconocen normalmente dos tipos climáticos: *desierto,* que es árido, y *estepa* (una variante marginal y más húmeda del desierto), que es semiárido. Los *desiertos de latitudes bajas* coinciden con las zonas de anticiclones subtropicales en las latitudes más bajas. Por otro lado, los *desiertos de latitudes medias* existen principalmente debido a su posición en zonas continentales interiores donde grandes masas de terreno están bastante alejadas del océano. Muchos están en las sombras pluviométricas de las montañas.
- Los mismos procesos geológicos que actúan en las regiones húmedas lo hacen también en los desiertos, pero bajo condiciones climáticas restringidas. En los terrenos secos *la meteorización de las rocas, de cualquier tipo, está muy reducida* debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Gran parte del derrubio meteorizado en los desiertos es consecuencia de la *meteorización mecánica.* Prácticamente todas las corrientes fluviales del desierto están secas la mayor parte del tiempo y se dice que son *efímeras.* Los cursos de corrientes de agua de los desiertos rara vez están bien integrados y carecen de un sistema extenso de afluentes. No obstante, *las corrientes de agua son responsables de la mayor parte del trabajo erosivo en un desierto.* Aunque la erosión eólica es más significativa en las áreas secas que en cualquier otro lugar, el papel principal del viento en un desierto es el de transporte y depósito de sedimentos.
- Debido a que las regiones áridas normalmente carecen de corrientes de agua permanentes, se caracterizan por tener *drenaje interior.* Muchos de los paisajes de la región «Basin and Range» del oeste y el suroeste de Estados Unidos son consecuencia de corrientes de agua que erosionan bloques de montaña levantados y depositan el sedimento en las cuencas interiores. Los *abanicos aluviales,* las *playas* y los *lagos-playa* son estructuras a menudo asociadas con esos paisajes. En las etapas tardías de la erosión, las áreas de montaña se reducen a unas pocas protuberancias rocosas, denominadas *inselbergs,* que se proyectan por encima de las cuencas rellenas de sedimento.
- El transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras. En primer lugar, en comparación con el agua, el viento tiene baja densidad; por tanto, no es capaz de levantar ni transportar materiales gruesos. En segundo lugar, debido a que el viento no está confinado a cauces, puede extender el sedimento sobre grandes áreas. La *carga de fondo* del viento consiste en granos de arena que saltan y rebotan a lo largo de la superficie en un proceso denominado *saltación.* Las finas partículas de polvo pueden ser transportadas por el viento a grandes distancias en forma de *carga en suspensión.*
- En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. La *deflación,* el levantamiento y la removilización de material suelto, a menudo producen depresiones superficiales denominadas *depresiones de deflación.* En zonas de muchos desiertos la superficie es una capa de cantos gruesos, denominada *pavimento desértico,* demasiado grandes para ser movidos por el viento. El viento también erosiona por *abrasión,* creando a menudo rocas de formas interesantes conocidas como *ventifactos.* Los *yardangs* son crestas estrechas y dinámicas esculpidas por el viento que pueden medir hasta 90 metros de altura y 100 kilómetros de longitud.
- El *pavimento desértico* es una fina capa de cantos que cubre algunas superficies desérticas. Una vez establecido, protege la superficie de una deflación ulterior. Dependiendo de las circunstancias, puede ser consecuencia de la deflación o la deposición de partículas finas.
- Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) *montículos y crestas de arena,* denominados *dunas,* que se forman a partir del sedimento que es transportado como parte de la carga de fondo del viento, y (2) extensos *mantos de limo,* denominados *loess,* que una vez fueron transportados *en suspensión* por el viento. El perfil de una duna muestra una forma asimétrica con la pendiente de sotavento (protegida) empinada y la de barlovento con una inclinación más suave. Los *tipos de dunas de arena* son: (1) *barjanes;* (2) *dunas transversales;* (3) *dunas barjanoides;* (4) *dunas longitudinales;* (5) *dunas parabólicas,* y (6) *dunas en estrella.* Los depósitos más gruesos y más extensos de loess se encuentran en el oeste y el norte de China. A diferencia de los depósitos chinos, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos y de Europa es un producto indirecto de las glaciaciones.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico aluvial, 609
abrasión, 616
bajada, 610
barján, 619
cara de deslizamiento, 617
carga de fondo, 612
carga suspendida, 613
corriente de agua efímera, 607
deflación, 614
depresión de deflación, 614
desierto, 602
desierto de sombra pluviométrica, 604
drenaje interior, 609
duna, 617
duna barjanoide, 620
dunas en estrella, 620
dunas longitudinales, 620
dunas transversales, 619
estepa, 602
estrato cruzado, 617
inselberg, 611
lago-playa, 610
loess, 620
pavimento desértico, 614
playa, 610
saltación, 612
ventifacto, 616
yardang, 616

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué extensión ocupan los desiertos y las regiones de estepa de la Tierra?
2. ¿Cuál es la causa principal de los desiertos subtropicales? ¿Y de los desiertos de latitudes medias?
3. ¿En qué hemisferio (norte o sur) son más comunes los desiertos de latitudes medias?
4. ¿Por qué la cantidad de precipitación, que se utiliza para determinar si un lugar tiene un clima seco o un clima húmedo, es una cifra variable? (*véase* Recuadro 19.1, pág. 605).
5. *Los desiertos son paisajes calientes cubiertos de arena y carentes de vida conformados en su mayor parte por la fuerza del viento.* La afirmación precedente resume la imagen de regiones áridas que tienen muchas personas, en especial las que viven en lugares más húmedos. ¿Es una visión precisa?
6. ¿Por qué está reducida la meteorización de las rocas en el desierto?
7. Cuando una corriente permanente, como la del río Nilo, atraviesa un desierto, ¿aumenta o disminuye su caudal? ¿Cómo se compara esto con un río de una región húmeda?
8. ¿Cuál es el agente erosivo más importante en los desiertos?
9. ¿Por qué el nivel del mar (nivel de base absoluto) no es un factor que influya de manera significativa en la erosión de las regiones desérticas?
10. ¿Por qué el mar Aral se está encogiendo (*véase* Recuadro 19.2, pág. 606)?
11. Describa los rasgos y las características asociados con cada una de las etapas de la evolución de un desierto montañoso. ¿En qué lugares de Estados Unidos pueden observarse estas etapas?
12. Describa cómo el viento transporta la arena. Cuando soplan vientos muy fuertes, ¿hasta qué altura por encima de la superficie puede transportarse la arena?
13. ¿Por qué la erosión eólica es relativamente más importante en las regiones áridas que en las áreas húmedas?
14. ¿Qué factor limita la profundidad de las depresiones de deflación?
15. Describa brevemente las dos hipótesis utilizadas para explicar la formación del pavimento desértico.
16. Describa el proceso mediante el cual migran las dunas de la Figura 19.16 (Pág 617). ¿En qué dirección se mueven esas dunas, hacia la parte superior de la foto o hacia la inferior?
17. Enumere tres factores que influyan en la forma y el tamaño de una duna.
18. Se reconocen seis tipos principales de dunas. Indique qué tipo de duna está asociado con cada una de las siguientes afirmaciones.
    a) Dunas cuyos extremos apuntan en la dirección del viento.
    b) Largas crestas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.
    c) Dunas que a menudo se forman a lo largo de las costas, donde fuertes vientos crean una depresión de deflación.
    d) Dunas solitarias cuyos extremos apuntan a favor del viento.
    e) Largas crestas arenosas que están orientadas más o menos en paralelo al viento predominante.
    f) Una duna aislada que consiste en lomos de tres o cuatro crestas que divergen de un punto elevado central.
    g) Filas festoneadas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.
19. Aunque las dunas de arena son los depósitos eólicos mejor conocidos, las acumulaciones de loess son muy significativas en algunas partes del mundo. ¿Qué es el loess? ¿Dónde se encuentran estos depósitos? ¿Cuáles son los orígenes de este sedimento?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 20

Líneas de costa

Las incansables aguas del océano están constantemente en movimiento. Los vientos generan corrientes superficiales, la gravedad de la Luna y del Sol produce mareas y las diferencias de densidad crean circulación en el océano profundo. Además, las olas transportan la energía de las tormentas a costas distantes, donde su efecto erosiona el terreno.

Las líneas de costa son ambientes dinámicos. Su topografía, su composición geológica y su clima varían enormemente de un lugar a otro. Los procesos continentales y oceánicos convergen a lo largo de las costas y crean paisajes que con frecuencia experimentan cambios rápidos. Cuando se trata de la deposición de sedimentos, constituyen zonas de transición entre los ambientes marino y continental.

LA LÍNEA LITORAL: UNA INTERFASE DINÁMICA

En ningún otro lugar es más perceptible la naturaleza incansable del agua oceánica que a lo largo de la costa: la superficie de contacto dinámico entre el aire, la tierra y el mar. Una *interfase* es un límite común en el que diferentes partes de un sistema interactúan. Esta es sin duda una designación adecuada para la zona costera. En este lugar podemos observar la elevación y el descenso rítmicos de las mareas, así como la constante ondulación y ruptura de las olas. A veces, las olas son bajas y suaves. En otras ocasiones sobrepasan la costa con una furia pavorosa (Figura 20.1).

Aunque puede no resultar obvio, la línea litoral está siendo modificada constantemente por las olas. Por ejemplo, a lo largo de Cape Cod, Massachusetts, la actividad de las olas está erosionando los acantilados de sedimento glaciar poco consolidado con tanta agresividad que aquéllos están retrocediendo tierra adentro a un ritmo de hasta 1 metro al año (Figura 20.2A). Por el contrario, en Point Reyes, California, los acantilados de roca mucho más resistente son menos sensibles al ataque de las olas y, por consiguiente, están retrocediendo mucho más despacio (Figura 20.2B). En los dos litorales, la actividad de las olas está moviendo sedimento a lo largo de la costa y construyendo estrechas barras de arena que sobresalen y atraviesan algunas bahías.

La naturaleza de las líneas litorales actuales no es el mero resultado del ataque incansable al terreno por parte del mar. De hecho, la costa tiene un carácter complejo que es la consecuencia de procesos geológicos múltiples. Por ejemplo, prácticamente todas las áreas de costa estuvieron afectadas por la elevación global del nivel del mar que acompañó la fusión de los glaciares al final del Pleistoceno (*véase* la Figura 18.29, pág. 588). Cuando el mar se introdujo tierra adentro, la línea litoral retrocedió, superponiéndose a paisajes existentes que se habían producido como consecuencia de procesos tan diversos como la erosión por corrientes de agua, la glaciación, la actividad volcánica y las fuerzas de formación de las montañas.

La zona costera actual está experimentando una intensa actividad humana. Por desgracia, las personas

FIGURA 20.1. El viento es responsable de la creación de las olas oceánicas que modifican las líneas litorales. Estas olas están rompiendo a lo largo de la costa de la isla Hawaiana de Oahu (Foto de Douglas Peebles/Corbis).

A.

B.

FIGURA 20.2. A. En esta imagen por satélite aparece el perfil familiar de Cape Cod. Boston se sitúa en la parte superior izquierda. Las dos grandes islas frente a la costa meridional de Cape Cod son Martha's Vineyard (izquierda) y Nantucket (derecha). Aunque el trabajo de las olas modifica constantemente este paisaje litoral, los procesos de la línea de costa no son los principales responsables de su creación. Antes bien, el tamaño y la forma actuales de Cape Cod son el resultado del posicionamiento de morrenas y otros materiales glaciales depositados durante el Pleistoceno (Imagen por satélite cortesía de Earth Satellite Corporation/Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.). B. Imagen de gran altitud de la zona de Point Reyes al norte de San Francisco, California. Los acantilados orientados al sur de 5,5 km de longitud en Point Reyes (en la parte inferior de la imagen) están expuestos a toda la fuerza de las olas del océano Pacífico. No obstante, este promontorio retrocede lentamente porque el lecho de rocas del que se formó es muy resistente (Imagen cortesía de USDA-ASCS).

a menudo tratamos la línea litoral como si fuera una plataforma estable sobre la cual las estructuras pueden edificarse con toda seguridad. Esta actitud lleva inevitablemente a conflictos entre las personas y la naturaleza. Como veremos, muchas formas costeras, en especial las playas y las islas barrera, son características relativamente frágiles y de vida efímera que constituyen lugares inapropiados para el desarrollo.

LA ZONA COSTERA

En el lenguaje general se utiliza una serie de términos para referirse al límite entre la tierra y el mar. En la sección anterior, se han utilizado los términos *litoral, línea litoral, zona costera* y *costa*. Además, al pensar en la interfaz tierra-mar, a muchos les viene a la cabeza la palabra *playa*. Dediquemos un momento a aclarar estos términos e introducir otra terminología utilizada por quienes estudian la zona limítrofe entre la tierra y el mar. Le resultará útil observar la Figura 20.3, en la que se representa un perfil idealizado de la zona costera.

Características fundamentales

La **línea litoral** es la línea que marca el contacto entre la tierra y el mar. Cada día, conforme las mareas suben y bajan, la posición de la línea litoral migra. Durante periodos más prolongados, la posición media de la línea litoral cambia de manera gradual.

El **litoral** es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la mayor elevación de la tierra afectada por las olas de temporal. Por el contrario, la costa se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde haya estructuras relacionadas con el océano. La **línea de costa** marca el límite en el lado del mar del litoral,

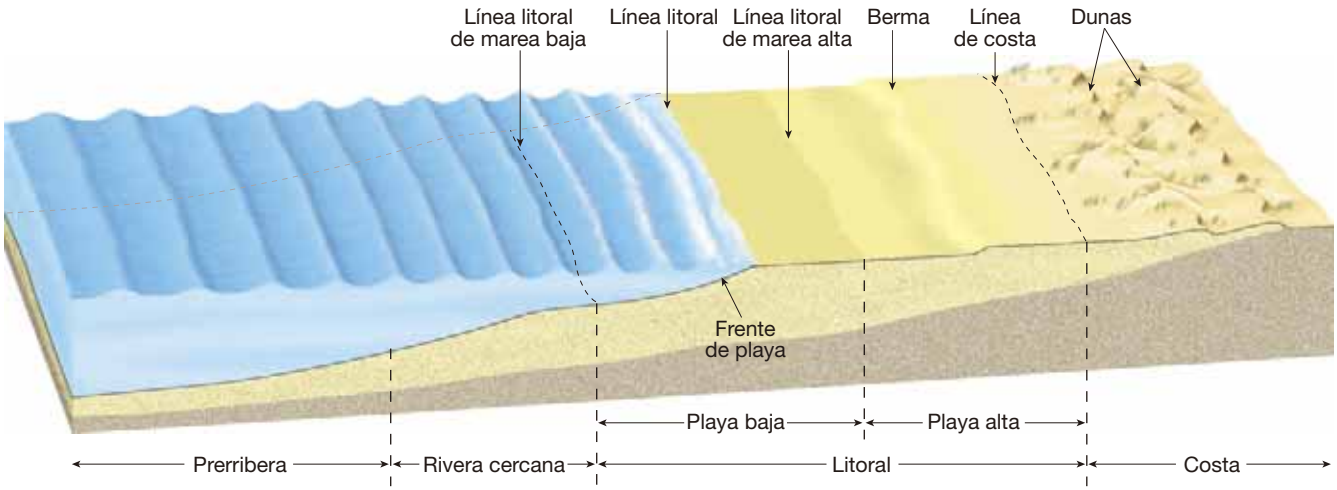


FIGURA 20.3. La zona litoral está formada por varias partes. La playa es una acumulación de sedimento en el borde continental del océano o de un lago. Puede considerarse un material de tránsito a lo largo de la costa.

mientras que el límite interior no es siempre evidente ni fácil de determinar.

Como se ilustra en la Figura 20.3, la costa se divide en *playa baja* y *playa alta.* La **playa baja** es la zona que queda expuesta cuando no hay marea (marea baja) y sumergida cuando hay marea (marea alta). La **playa alta** se sitúa en el lado continental de la línea litoral de marea alta. Suele estar seca y las olas la afectan solo durante los temporales. Con frecuencia se identifican otras dos zonas. La **zona de ribera cercana** yace entre la línea litoral de marea baja y la línea en la que las olas rompen en marea baja. En el lado del mar de la zona de ribera cercana se encuentra la **zona de prerribera**.

Playas

Para muchos, una playa es la zona de arena donde las personas se tumban para tomar el sol y andan a lo largo de la orilla del agua. Desde el punto de vista técnico, una **playa** es una acumulación de sedimento que se encuentra a lo largo del margen continental del océano o un lago. En las costas rectas, las playas pueden extenderse a lo largo de decenas o centenares de kilómetros. Cuando las costas son irregulares, la formación de la playa puede quedar confinada a las aguas relativamente tranquilas de las bahías.

Las playas consisten en una o más **bermas**, que son plataformas relativamente planas que suelen estar compuestas por arena y son adyacentes a las dunas costeras o los acantilados y están marcadas por un cambio de pendiente en el límite del lado del mar. Otra parte de la playa es el **frente de playa**, que es la superficie inclinada húmeda que se extiende desde la berma hasta la línea litoral. Cuando las playas tienen arena, quienes toman el sol suelen preferir la berma, mientras que quienes andan prefieren la arena húmeda compacta del fondo de playa.

Las playas están compuestas por cualquier material abundante en la zona. El sedimento de algunas playas se deriva de la erosión de los acantilados adyacentes o las montañas costeras próximas. Otras playas se forman a partir de sedimentos que los ríos depositan en la costa.

Aunque la composición mineral de muchas playas está dominada por granos resistentes de cuarzo, pueden dominar otros minerales. Por ejemplo, en zonas como el sur de Florida, donde no hay montañas ni otras fuentes próximas de minerales que formen rocas, la mayoría de playas está compuesta por fragmentos de caparazones y restos de organismos que habitan en las aguas litorales. Algunas playas de islas volcánicas en el mar abierto están compuestas por granos meteorizados de lava basáltica que conforman las islas o por derrubios gruesos erosionados de los arrecifes de coral que se desarrollan alrededor de las islas en latitudes bajas (Figura 20.4).

Con independencia de la composición, el material que conforma la playa no permanece en un lugar. Por el contrario, las olas rompientes lo mueven constantemente. Por consiguiente, puede considerarse que las playas son material en tránsito a lo largo del litoral.

OLAS

SHORELINES
▸ Waves and Beaches

Las *olas oceánicas* son energía que se desplaza a lo largo de la interfaz entre el océano y la atmósfera, y a menudo transfieren energía de un temporal en alta mar a distancias de varios miles de kilómetros. Por ese motivo, incluso en los días de calma el océano todavía tiene olas

FIGURA 20.4. La arena negra de esta playa procede de roca volcánica oscura (Foto de E. J. Tarbuck).

que se desplazan por su superficie. Al observar las olas, recordemos siempre que estamos viendo el movimiento de la *energía* a través de un medio (agua). Si fabricamos olas tirando una piedra a un estanque, tirándonos a una piscina o soplando en la superficie de una taza de café, estamos transmitiendo *energía* al agua, y las olas que vemos no son sino la evidencia visible de la energía que estamos transmitiendo.

Las olas generadas por el viento proporcionan la mayor parte de la energía que conforma y modifica las líneas litorales. Allí donde se encuentran el mar y la tierra, las olas, que quizá hayan viajado durante centenares o miles de kilómetros sin impedimento, encuentran súbitamente una barrera que no les permitirá avanzar más y deben absorber su energía. Dicho de otra manera, el litoral es el lugar donde una fuerza prácticamente irresistible se enfrenta con un objeto casi inamovible. El conflicto que se produce es interminable y a veces notable.

Características de las olas

La energía y el movimiento de la mayoría de las olas derivan del viento. Cuando una brisa es inferior a 3 km por hora, solo aparecen pequeñas ondulaciones. Cuando el viento sopla a velocidades superiores, se van formando de manera gradual olas más estables, que avanzan con el viento.

En la Figura 20.5, en la que aparece una forma ondulada simple que no rompe, se ilustran las características de las olas oceánicas. La parte superior de las olas son las *crestas*, que están separadas por *valles*. A medio camino entre las crestas y los valles se encuentra el *nivel de aguas tranquilas*, que es el nivel que ocuparía el agua si no hubiera olas. La distancia vertical entre el valle y la cresta es la **altura de ola** y la distancia horizontal entre crestas sucesivas es la **longitud de onda**. El tiempo que tarda una ola entera (una longitud de onda) en pasar una posición fija se denomina **periodo de ola**.

La altura, la longitud y el periodo que una ola acaba por alcanzar dependen de tres factores: (1) la velocidad del viento; (2) el tiempo durante el cual el viento ha soplado, y (3) el **fetch**, o distancia que el

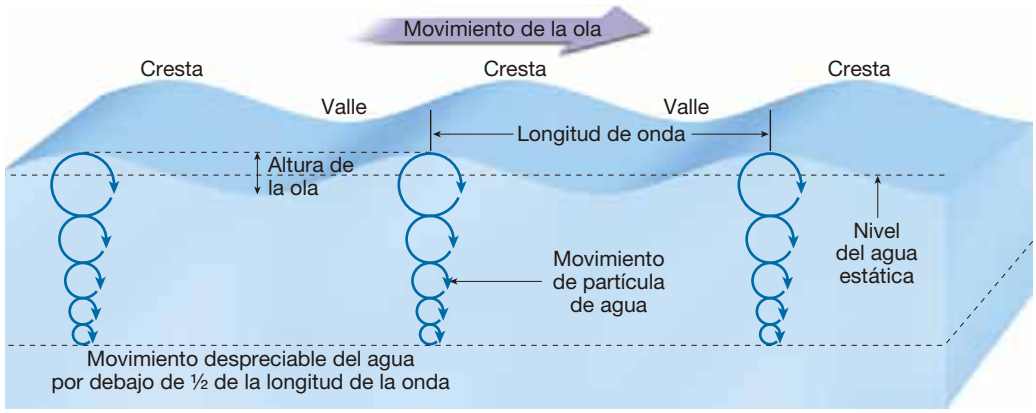


FIGURA 20.5. Diagrama de una ola oceánica no rompiente idealizada que muestra las partes básicas de una ola, así como el movimiento de las partículas de agua en la profundidad. Debajo de una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda (el nivel de la línea punteada) se produce un movimiento despreciable del agua.

viento ha recorrido a través de mar abierto. A medida que aumenta la cantidad de energía transferida desde el viento al agua, aumenta también la altura y la pendiente de las olas. Por fin, se alcanza un punto crítico, en el cual las olas se hacen tan altas que se vuelcan, formando lo que se conoce como *rizaduras.*

Para una velocidad de viento concreta, hay un fetch y una duración del viento máximos más allá de los cuales las olas ya no aumentarían de tamaño. Cuando se alcanzan el fetch y la duración máximos para una velocidad de viento determinada, se dice que las olas están «completamente desarrolladas». La razón de que las olas no puedan crecer más es que pierden tanta energía mediante la formación de rizaduras como la que están recibiendo del viento.

Cuando el viento cesa o cambia de dirección, o si las olas dejan el área tormentosa donde se crearon, continúan sin relación con los vientos locales. Las olas experimentan también un cambio gradual a *mar de fondo* que son más bajas y largas, y pueden transportar la energía de la tormenta a costas lejanas. Dado que existen muchos sistemas de olas independientes al mismo tiempo, la superficie del mar adquiere un modelo complejo e irregular. Por consiguiente, las olas del mar que vemos desde la costa son a menudo una mezcla de mar de fondo de tormentas distantes y olas creadas por los vientos locales.

Movimiento orbital circular

Las olas pueden recorrer grandes distancias a través de las cuencas oceánicas. En un estudio, se siguió el movimiento de las olas generadas cerca de la Antártida durante su desplazamiento a través de la cuenca del océano Pacífico. Tras más de 10.000 km, las olas acabaron disipando su energía una semana después en la línea litoral de las islas Aleutianas de Alaska. El agua en sí misma no recorre toda la distancia, pero sí lo hace la forma de onda. A medida que la ola se desplaza, el agua transfiere la energía moviéndose en círculo. Este movimiento se denomina *movimiento orbital circular.*

La observación de un objeto que flote sobre las olas revela que no solo se mueve arriba y abajo, sino que también tiene un ligero movimiento adelante y atrás con cada ola sucesiva. En la Figura 20.6 se muestra que un objeto flotante se mueve hacia delante y hacia atrás a medida que se aproxima la cresta, arriba y adelante cuando la cresta pasa, abajo y adelante después de la cresta, abajo y atrás cuando se aproxima el valle, y de nuevo arriba y atrás cuando avanza la próxima cresta. Cuando se traza el movimiento del barco de juguete que aparece en la Figura 20.6 al pasar la cresta, puede observarse que el barco se mueve en círculo y regresa esencialmente al mismo lugar. El movimiento orbital circular permite que la forma ondulada (la forma de la ola) avance *a través del agua* mientras que cada partícula de agua que transmite la ola se mueve en círculo. El viento que se mueve a través de un campo de trigo provoca un fenómeno similar: el trigo en sí no se desplaza a través del campo, pero sí lo hacen las ondas.

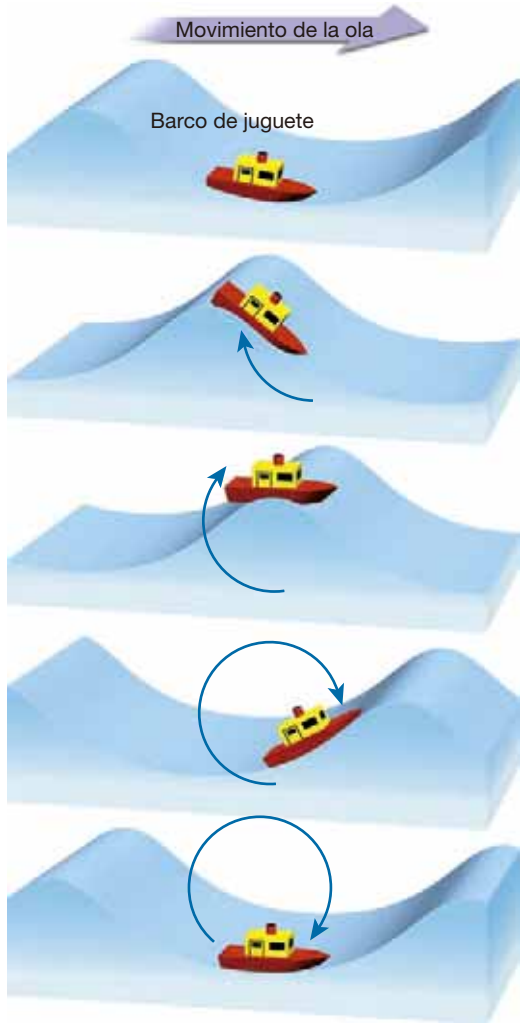


FIGURA 20.6. Los movimientos de un barco de juguete demuestran que la forma de la ola avanza, pero que el agua no avanza de manera perceptible desde su posición original. En esta secuencia, la ola se mueve de izquierda a derecha cuando el barco (y el agua en la cual está flotando) gira en un círculo imaginario.

La energía aportada por el viento al agua es transmitida no solo a lo largo de la superficie del mar, sino también hacia abajo. Sin embargo, debajo de la superficie, el movimiento circular disminuye rápidamente hasta que, a una profundidad igual a aproximadamente la mitad de la longitud de ola medida desde el nivel de aguas tranquilas, el movimiento de las partículas de agua resulta despreciable. Esta profundidad es conocida como *base del oleaje.* La espectacular disminución de la energía de la ola con la profundidad se muestra en la Figura 20.5 mediante los diámetros rápidamente decrecientes de las órbitas de la partícula de agua.

Olas en la zona de rompiente

Cuando una ola está en zona de aguas profundas no se ve afectada por la profundidad del agua (Figura 20.7, *izquierda*). Sin embargo, cuando se aproxima a la costa, el agua se hace más somera e influye en el comportamiento de la ola. La ola empieza a «sentir el fondo» a una profundidad del agua igual al nivel de base de las olas. Esas profundidades interfieren en el movimiento del agua en la base de la ola y ralentizan su avance (Figura 20.7, *centro*).

A medida que la ola avanza hacia la costa, las olas ligeramente más rápidas se lanzan hacia delante, reduciendo la longitud de onda. A medida que la velocidad y la longitud de onda disminuyen, la ola aumenta su altura. Por último, alcanza un punto crucial cuando la ola es demasiado empinada para mantenerse y el frente de la ola se desploma o *rompe* (Figura 20.7, *derecha*), haciendo que el agua avance encima de la costa.

El agua turbulenta creada por las olas rompientes se denomina **arrastre**. En el margen tierra adentro de la zona de rompiente, la lámina turbulenta del agua creada por las rompientes que asciende por la pendiente de la playa se denomina *batida.* Cuando la energía de la batida se ha disipado, el agua vuelve desde la playa hacia la zona de rompiente, en lo que se conoce como *resaca.*

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué son las olas mareales?

Las olas mareales, más conocidas como *tsunami* (*tsu* = puerto; *nami* = ola), no tienen nada que ver con las mareas. Son olas de gran longitud de onda, que se mueven rápido, suelen ser grandes y a veces destructivas; se originan a partir de cambios súbitos en la topografía del fondo oceánico. Son provocadas por un desplazamiento de falla submarina, avalanchas submarinas o erupciones volcánicas submarinas. Puesto que los mecanismos que provocan tsunamis suelen ser acontecimientos sísmicos, los tsunamis se denominan acertadamente *olas marinas sísmicas.* En el Capítulo 11, «Los terremotos», se tratan con mayor profundidad las características de los tsunamis y sus efectos destructivos.

EROSIÓN CAUSADA POR LAS OLAS

SHORELINES
▸ Wave Erosion

Cuando el tiempo es tranquilo la acción de las olas es mínima. Sin embargo, igual que las corrientes de agua realizan la mayor parte de su trabajo durante las inundaciones, las olas llevan a cabo la mayor parte del suyo durante las tormentas. El impacto de las elevadas olas de tormenta contra la costa puede ser pavoroso por su violencia (Figura 20.8). Cada ola rompiente puede lanzar miles de toneladas de agua contra la tierra, haciendo a veces, literalmente, que el terreno tiemble. Por ejemplo, las presiones ejercidas por las olas atlánticas en invierno alcanzan una media de casi 10.000 kilogramos por metro cuadrado. Durante las tormentas, la fuerza es incluso mayor.

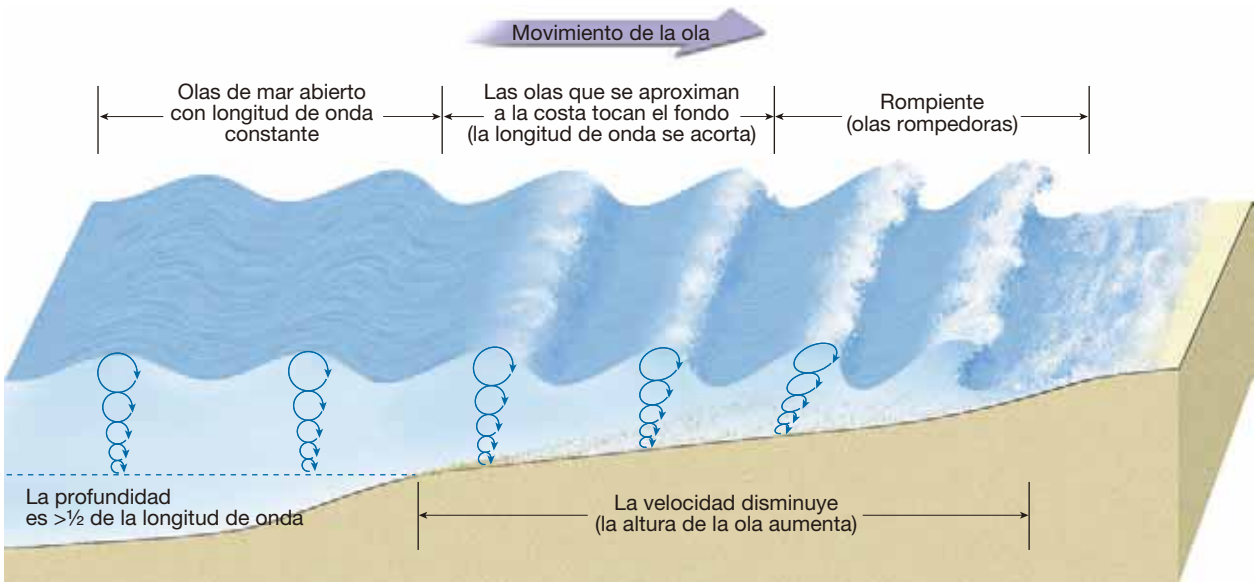


FIGURA 20.7. Cambios que se producen cuando una ola se mueve sobre la costa. Las olas tocan el fondo cuando topan con profundidades de agua inferiores a la mitad de la longitud de onda. La velocidad de la ola disminuye y las olas se amontonan contra la costa, haciendo que la longitud de onda disminuya, lo cual resulta en un aumento de la altura de la ola hasta el punto en el que las olas caen adelante y rompen en la zona de rompiente.

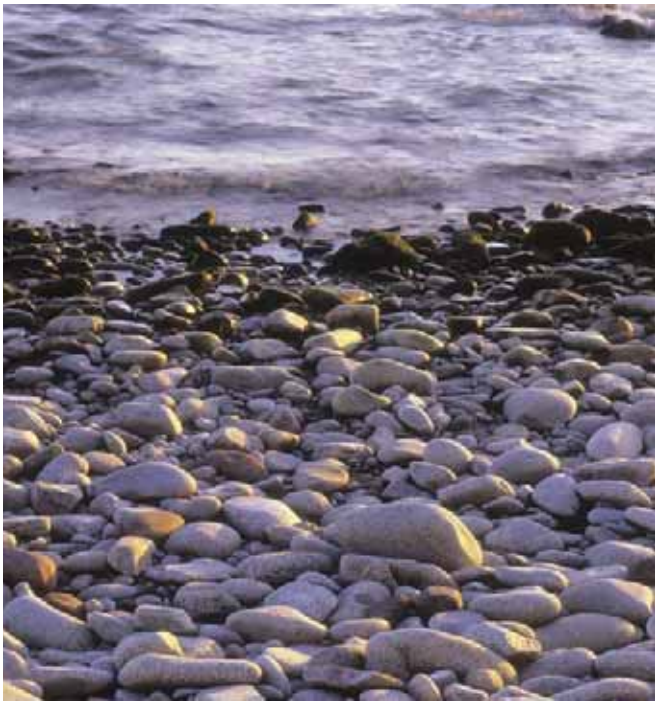
FIGURA 20.8. Cuando las olas rompen contra la costa, la fuerza del agua puede ser enorme y el trabajo erosivo que se realiza, muy grande. Estas olas de tormenta están rompiendo a lo largo de la costa de Gales (The Photolibrary Wales/Alamy).

No sorprende que se abran rápidamente grietas y hendiduras en los acantilados, los diques, los rompeolas y cualquier otra cosa que esté sometida a esos enormes impactos. El agua es forzada al interior de cualquier abertura, lo que hace que el aire de las grietas se comprima mucho por el empuje de las olas. Cuando la ola baja, el aire se expande rápidamente, desalojando fragmentos de roca, aumentando de tamaño y extendiendo las fracturas.

Además de la erosión causada por el impacto y la presión de la ola, la **abrasión** (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca) es también importante. De hecho, la abrasión es probablemente más intensa en la zona de rompiente que en cualquier otro entorno. Los cantos rodados a lo largo de las costas son recordatorios obvios de la incesante acción de molienda de roca contra roca en la zona de rompiente (Figura 20.9A). Además, las olas utilizan esos fragmentos como «herramientas» cuando cortan horizontalmente el terreno (Figura 20.9B).

MOVIMIENTO DE LA ARENA DE LA PLAYA

A veces las playas se denominan «ríos de arena». El motivo es que la energía de las olas rompientes suele hacer que grandes cantidades de arena se muevan a lo largo del fondo de playa y en la zona de rompiente casi en paralelo a la línea de costa. La energía de las olas también hace que la arena se mueva perpendicularmente a la línea litoral (acercándose y alejándose de ella).



A.

B.

FIGURA 20.9. A. La abrasión puede ser intensa en la zona de rompiente. Los cantos rodados a lo largo del litoral son un recordatorio evidente de esto (Foto de Michael Collier). B. Un acantilado de arenisca excavado por la erosión de las olas en la isla Gabriola, British Columbia, Canadá (Foto de Fletcher and Baylis/Photo Researchers, Inc.).

Movimiento perpendicular a la línea litoral

Si alguien permanece de pie en la playa con el agua por los tobillos, observará que la batida y la resaca mueven arena hacia la línea litoral y lejos de esta. El que se produzca pérdida neta o adición de arena depende del nivel de actividad de las olas. Cuando la actividad de las olas es relativamente suave (olas menos activas), gran parte de la batida penetra en la playa, lo cual reduce la resaca. Por consiguiente, la batida domina y provoca un movimiento neto de arena en el fondo de playa hacia la berma.

Cuando predominan las olas muy activas, la playa está saturada por las olas anteriores y, por tanto, una parte mucho menor de la batida penetra. Como consecuencia, la berma se erosiona porque la resaca es fuerte y provoca un movimiento neto de arena que desciende por el fondo de playa.

A lo largo de muchas playas, la actividad de las olas suaves es la norma durante el verano. Por tanto, se desarrolla de manera gradual una amplia berma de arena. Durante el invierno, cuando las tormentas son frecuentes y más potentes, la fuerte actividad de las olas erosiona y reduce la berma. Una berma amplia, que puede haber tardado meses en formarse, puede reducirse espectacularmente en solo unas pocas horas por las olas muy activas creadas por una fuerte tormenta de invierno.

Refracción de las olas

La flexura de las olas, denominada **refracción de las olas**, desempeña un papel importante en los procesos de la línea litoral (Figura 20.10). Afecta a la distribución de la energía a lo largo de la costa y, por tanto, influye mucho sobre dónde y en qué medida tendrán lugar la erosión, el transporte de sedimento y su depósito.

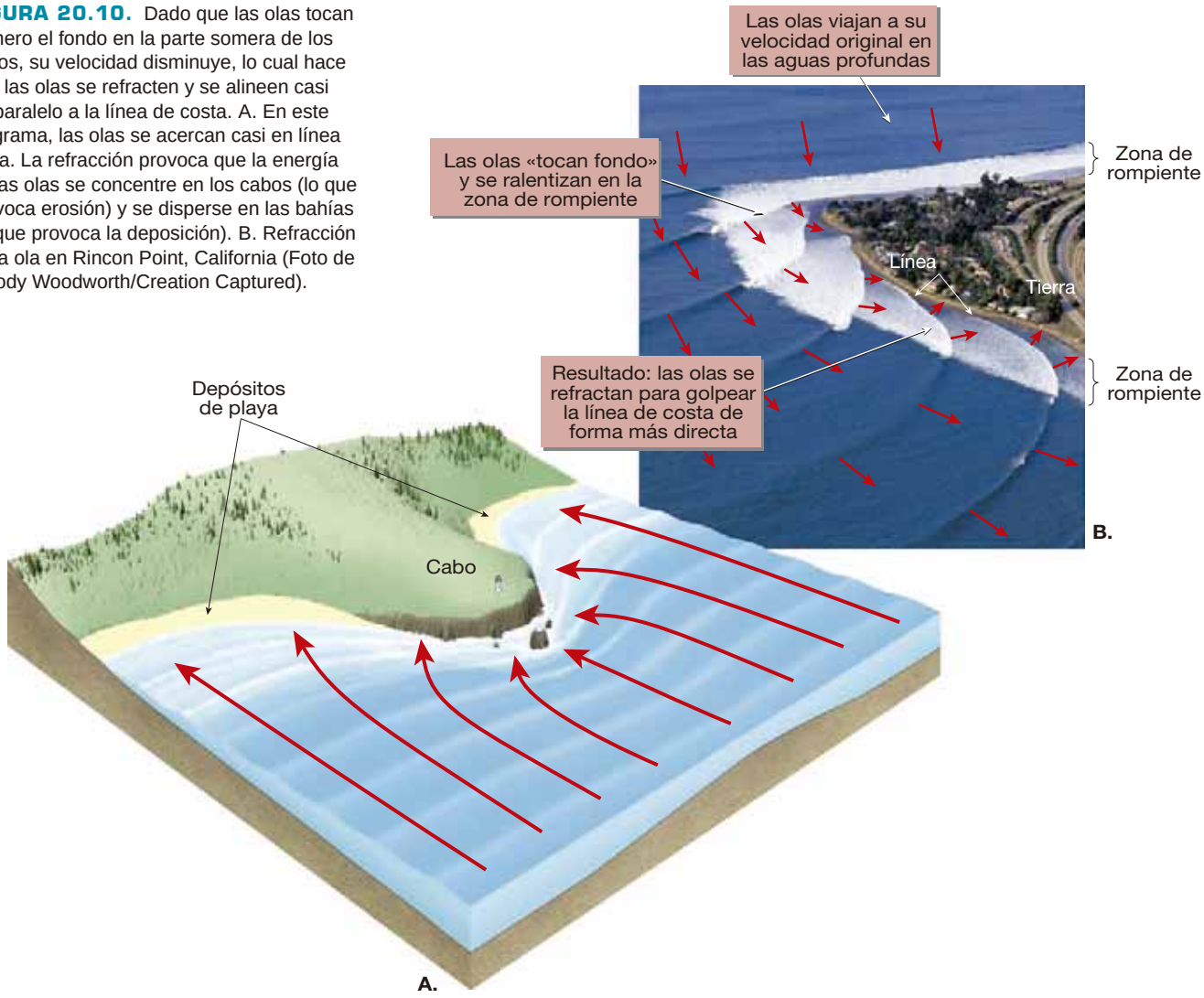


FIGURA 20.10. Dado que las olas tocan primero el fondo en la parte somera de los cabos, su velocidad disminuye, lo cual hace que las olas se refracten y se alineen casi en paralelo a la línea de costa. A. En este diagrama, las olas se acercan casi en línea recta. La refracción provoca que la energía de las olas se concentre en los cabos (lo que provoca erosión) y se disperse en las bahías (lo que provoca la deposición). B. Refracción de la ola en Rincon Point, California (Foto de Woody Woodworth/Creation Captured).

A veces los alumnos preguntan...

Durante una fuerte actividad de las olas, ¿hacia dónde va la arena de la berma?

El movimiento orbital de las olas es demasiado somero para alejar mucho la arena del fondo de playa. Por consiguiente, la arena se acumula justo detrás del final de la zona de rompiente y forma una o más barras de arena de anteplaya denominadas barras de arena litorales.

Las olas rara vez se aproximan directamente a la costa. Antes bien, la mayoría de las olas se mueve hacia la costa siguiendo un determinado ángulo. Sin embargo, cuando alcanzan el agua somera de un fondo suavemente inclinado, se giran y tienden a colocarse en paralelo a la costa. Esta flexura se produce porque la parte de la ola que está más cerca de la costa alcanza el agua superficial y disminuye de velocidad primero, mientras que el extremo que está todavía en aguas profundas continúa moviéndose hacia delante con toda su velocidad. El resultado neto es un frente de ola que puede acercarse casi en paralelo a la costa con independencia de la dirección original de la ola.

Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los frentes de tierra que se proyectan en el agua, mientras que, en las bahías, el ataque de la ola es más débil. Este ataque diferencial de las olas a lo largo de líneas de costa irregulares se ilustra en la Figura 20.10. Dado que las olas alcanzan el agua superficial situada delante del frente de tierra antes que en las bahías adyacentes, se arquean en una posición más paralela a la tierra que sobresale y la golpean por los tres costados. Por el contrario, en las bahías, la refracción hace que las olas diverjan y gasten menos energía. En esas zonas de actividad debilitada de las olas, los sedimentos pueden acumularse y formarse playas de arena. Durante largos periodos, la erosión de los frentes de tierra y la sedimentación en las bahías producirá una línea litoral irregular.

Transporte de las corrientes litorales

Aunque las olas se refractan, la mayoría sigue alcanzando la orilla con un cierto ángulo, aunque pequeño. Por consiguiente, la llegada precipitada del agua desde cada ola rompiente lo hace con un ángulo oblicuo a la línea litoral. Sin embargo, la resaca desciende paralela por la pendiente de la playa. El efecto de este modelo de movimiento del agua es el transporte de sedimento según un modelo en zigzag a lo largo del fondo de playa (Figura 20.11). Este movimiento se denomina **deriva litoral** o **de**

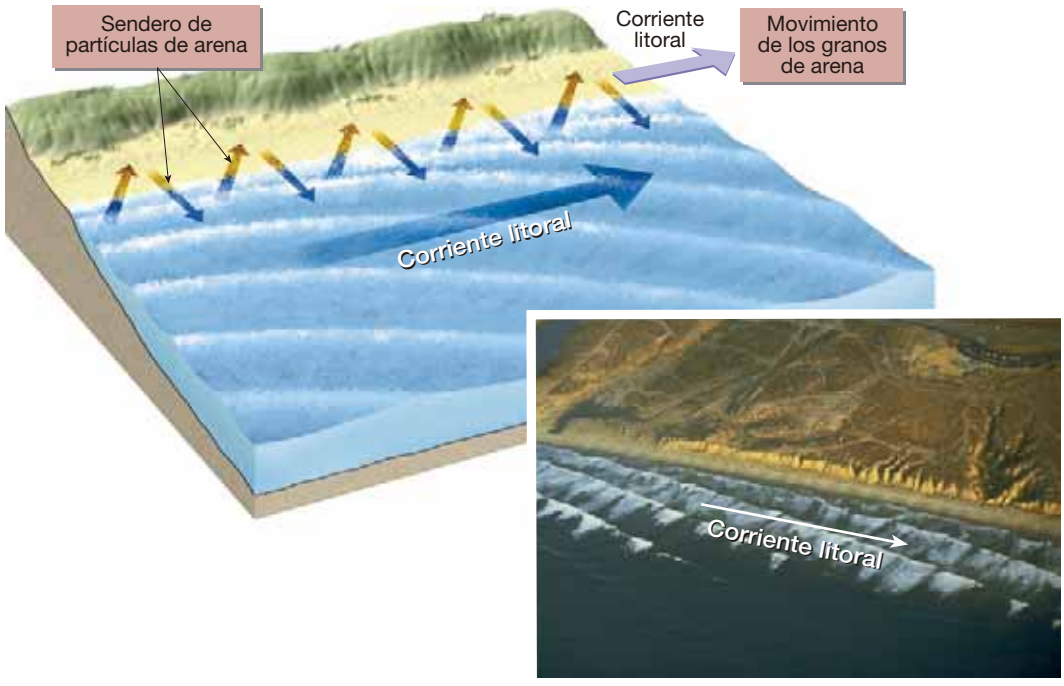


FIGURA 20.11. La deriva litoral y las corrientes litorales se crean por olas que rompen en sentido oblicuo. La deriva litoral se produce cuando las olas entrantes transportan arena en sentido oblicuo y ascendente hacia la playa, mientras que el agua procedente de las olas exhaustas la lleva directamente pendiente abajo de la playa. Movimientos similares se producen a lo largo de la costa en la zona de rompiente para crear la corriente litoral. Estos procesos transportan grandes cantidades de material a lo largo de la playa y en la zona de rompiente. En la foto, las olas que se aproximan a la playa según un ángulo ligeramente inclinado cerca de Oceanside, California, producen una corriente litoral que va de izquierda a derecha (Foto de John S. Shelton).

PERFIL PROFESIONAL

Rob Thieler. Geólogo marino

Durante su infancia en la costa de Nueva Jersey, Rob Thieler aprendió que las playas son literalmente tan cambiantes como el tiempo. En su adolescencia fue socorrista y pudo observar cómo playas enteras se quedaban sin arena, haciendo que las olas rompieran peligrosamente cerca de los edificios y las calles.

Hoy, las observaciones costeras de Thieler se han extendido bastante. Como geólogo de investigación de la U.S. Geological Survey, ha estudiado la transformación y el cambio de las líneas litorales con el tiempo.

«No disponemos de buenos modelos para predecir cómo van a ser las líneas litorales dentro de cien años. Una playa puede perder 30 m de arena en una sola tormenta, y por supuesto no podemos predecir cuándo y dónde ocurrirán tormentas en el próximo siglo. Nuestro conocimiento sobre cómo se mueve la arena en las playas y en la plataforma continental interna es realmente insuficiente», afirma Thieler. Los problemas no son solo académicos; las respuestas tendrían implicaciones importantes para los aproximadamente 160 millones de norteamericanos que viven cerca de la costa.

En los últimos siglos, argumenta Thieler, los residentes que se veían amenazados por playas que desaparecían solo tenían que trasladar sus hogares un poco más arriba de las dunas. Pero esto ya no es una opción para los propietarios contemporáneos: una posición más elevada normalmente significaría colisionar con la propiedad de otra persona.

Casi todos los años, Thieler pasa aproximadamente un mes en el mar recopilando información sobre la geología litoral. El barco pasa un sónar de barrido lateral, perfiladores de reflexión sísmica, y herramientas barométricas sobre las aguas poco profundas de la plataforma continental en un patrón hacia delante y hacia atrás que recuerda al movimiento de una cortadora de césped. Los ecos desvelan la textura, topografía y estructura de los sedimentos del fondo con un increíble detalle.

«Adoro salir al mar. No hay nada mejor que explorar una zona del océano que no ha sido explorada antes»

El Dr. Rob Thieler, geólogo marino en pie frente a la costa de Massachusetts cerca de su oficina de la U.S. Geological Survey en Woods Hole. El Dr. Thieler estudia los procesos de la costa como parte de un equipo de científicos que evalúan la vulnerabilidad de la línea litoral estadounidense frente a la subida del nivel del mar (Cortesía de Rob Thieler y la U.S. Geological Survey).

«Adoro salir al mar. No hay nada mejor que explorar una zona del océano que no ha sido explorada antes», dice Thieler. Mucha de la tecnología que emplea Thieler para estudiar la topografía oceánica se inventó hace solo unas décadas. Por consiguiente, la mayor parte del fondo marino sigue siendo un territorio sin cartografiar.

Thieler combina sus datos marinos con observaciones del terreno como los emplazamientos históricos de las líneas litorales y la elevación de los acantilados y playas. Sus conclusiones pueden ayudar a explicar por qué las olas rompen en ciertos puntos y cómo las corrientes moldean la topografía marina cercana a la costa.

Thieler también ha dado utilidad a sus datos analizando la vulnerabilidad de las líneas de costa estadounidenses ante la elevación del nivel del mar. Ya hay algunos proyectistas que están usando sus conclusiones para adaptarse a la elevación marina. «Antes, con frecuencia se prefería conservar la línea para proteger las propiedades. A medida que mejoramos la comprensión de cómo evolucionan las playas y costas en un momento en el que los niveles del mar están subiendo y el clima está cambiando, la elección ya no es tan sencilla» dice.

Kathleen Wong

playa, y puede transportar arena y cantos rodados centenares o incluso miles de metros cada día. No obstante, una velocidad más típica es de 5 a 10 m por día.

Las olas oblicuas producen también corrientes dentro de la zona de rompiente que fluyen en paralelo a la línea litoral y mueven sustancialmente más sedimento que la deriva litoral. Dado que el agua aquí es turbulenta, estas **corrientes litorales** mueven con facilidad la fina arena suspendida y remueven la grava y la arena más grande a lo largo del fondo. Cuando el sedimento transportado por las corrientes litorales se añade a la cantidad movida por la deriva litoral, la cantidad total puede ser muy grande. En Sandy Hook, Nueva Jersey, por ejemplo, la cantidad de arena transportada a lo largo de la costa durante un periodo de 48 años ha sido de una media de casi 750.000 toneladas al año. Durante un periodo de 10 años, en Oxnard, California, se movieron más de 1,5 millones de toneladas de sedimento a lo largo de la costa cada año.

Tanto los ríos como las zonas costeras mueven agua y sedimento de una zona (*corriente arriba*) a otra (*corriente abajo*). Por consiguiente, la playa se ha caracterizado a menudo como un «río de arena». La deriva y las corrientes litorales, sin embargo, se mueven en zigzag, mientras que los ríos fluyen en gran parte de una manera turbulenta, arremolinada. Además, la dirección de flujo de las corrientes litorales a lo largo de la línea litoral puede cambiar, mientras que los ríos fluyen en la misma dirección (descendente). La dirección de las corrientes litorales cambia porque la dirección en la que las olas se aproximan a la playa cambia según la estación. No obstante, las corrientes litorales fluyen, en general, hacia el sur a lo largo de las costas atlántica y pacífica de los Estados Unidos.

Corrientes de retorno (resaca)

Las **corrientes de retorno** son movimientos concentrados de agua que fluyen en la dirección *opuesta* a las olas rompientes[1]. Casi toda la resaca de las olas agotadas vuelve al océano abierto como un flujo libre a lo largo del fondo oceánico denominado *flujo laminar*. Sin embargo, a veces una parte del agua de retorno viaja hacia el mar como corrientes de retorno superficiales. Estas corrientes no suelen superar la zona de arrastre antes de romperse y pueden reconocerse por cómo interfieren con las olas entrantes o por el sedimento que casi siempre está en suspensión dentro de la corriente de retorno (Figura 20.12). Pueden suponer un peligro para los bañistas, ya que si se ven atrapadas en una, pueden ser arrastrados en dirección opuesta a la costa. La mejor estrategia para salir de una corriente de retorno es nadar en *paralelo* a la costa unas decenas de metros.

FIGURA 20.12. La resaca (corriente de retorno flecha roja), se extiende lejos de la costa e interfiere con las olas que llegan. Como indica el cartel de peligro, las corrientes de retorno pueden ser peligrosas (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos).

[1] A veces, las corrientes de retorno son incorrectamente denominadas *mareas de retorno*, pese a que no están relacionadas con las mareas.

ESTRUCTURAS DE LA LÍNEA DE COSTA

Puede observarse una fascinante variedad de estructuras de la línea litoral a lo largo de las regiones costeras del mundo. Estas estructuras de la línea litoral varían según el tipo de rocas expuestas a lo largo de la costa, la intensidad de la actividad de las olas, la naturaleza de las corrientes litorales y si la costa es estable, se hunde o se eleva. Las estructuras que deben su origen principalmente al trabajo de la erosión se denominan *formas de erosión,* mientras que las acumulaciones de sedimento producen *formas deposicionales.*

Formas de erosión

Muchas formas costeras deben su origen a procesos erosivos. Estas formas de erosión son habituales a lo largo de la costa accidentada e irregular de Nueva Inglaterra y en las líneas de costa empinadas del litoral occidental de Estados Unidos.

Acantilados litorales, plataformas de abrasión y rasas

Los **acantilados litorales** se originan mediante la acción erosiva del oleaje contra la base del terreno costero. A medida que progresa la erosión, las rocas que sobresalen por la socavación de la base del acantilado se desmoronan con el oleaje, y el acantilado retrocede. El acantilado en recesión deja detrás una superficie relativamente plana en forma de banco, denominada **plataforma de abrasión** (Figura 20.13, *izquierda*). La

FIGURA 20.13. Una plataforma de abrasión y una rasa. La plataforma de abrasión se expone cuando baja la marea en la costa californiana de Bolinas Point, cerca de San Francisco. Esta plataforma se ha elevado para crear la rasa (Foto de John S. Shelton).

plataforma se amplía a medida que las olas continúan su ataque. Algunos de los derrubios producidos por las olas rompientes quedan a lo largo del agua como sedimento en la playa, mientras que el resto es transportado mar adentro. Si una plataforma de abrasión se eleva por encima del nivel del mar debido a las fuerzas tectónicas, se convierte en una **rasa** (Figura 20.13, *derecha*). Las rasas se reconocen con facilidad por su forma ligeramente inclinada hacia el mar y suelen ser lugares ideales para construir carreteras y edificios en la costa o para la agricultura.

Arcos y chimeneas litorales

Los frentes de tierra que se extienden en el mar son vigorosamente atacados por las olas como consecuencia de la refracción. El oleaje erosiona selectivamente la roca, gastando a mayor velocidad la roca fracturada más blanda y más elevada. Al principio, se pueden formar cuevas marinas. Cuando cuevas de lados opuestos de una unidad se unen, se produce un **arco litoral**. Al final, el arco se hunde dejando un resto aislado, o **chimenea litoral**, en la plataforma de abrasión (Figura 20.14). Con el tiempo, también será consumida por la acción de las olas.

Formas deposicionales

El sedimento erosionado de la playa es transportado a lo largo de la costa y depositado en zonas donde la energía de las olas es baja. Esos procesos producen una variedad de formas deposicionales.

FIGURA 20.14. Un arco y una chimenea litoral en la punta de la Península de Baja California mexicana (Foto de Mark A. Johnson/The Stock Market).

Flechas, barras y tómbolos

Donde la deriva y las corrientes litorales son activas pueden desarrollarse varias estructuras relacionadas con el movimiento de los sedimentos a lo largo de la costa. Una **flecha** es una acumulación alargada de arena que se proyecta desde la tierra a la desembocadura de una bahía adyacente. A menudo, el extremo situado en el agua se curva hacia la tierra en respuesta a la dirección dominante de la corriente litoral (Figura 20.15). Se aplica la expresión **barra de bahía** a una barra de arena que atraviesa por completo una bahía, cerrándola al mar abierto (Figura 20.15). Estas estructuras tienden a formarse a través de bahías donde las corrientes son débiles, lo que permite que una flecha se extienda de un lado a otro. Un **tómbolo** (*tombolo* = montón), acumulación de arena que conecta una isla con tierra firme o con otra isla, actúa como un istmo, y se forma de una manera muy parecida a una flecha.

A.

B.

FIGURA 20.15. A. Imagen desde gran altitud de una flecha bien desarrollada y una barra de bahía a lo largo de la costa de Martha's Vineyard, Massachusetts. Nótese también el delta mareal en la laguna adyacente a la ensenada a través de la barra de bahía (Imagen cortesía de USDA-ASCS).B. Esta fotografía, tomada desde la Estación espacial internacional, muestra el istmo de Provicetown situado en la punta de Cave Cod. ¿Podríamos encontrar esta forma en la imagen por satélite de la Figura 20.2A? (Imagen de la NASA).

Islas barrera

Las llanuras atlánticas y de la costa del Golfo son relativamente planas y con suave pendiente hacia el mar. La zona litoral se caracteriza por las **islas barrera**. Estas crestas de arena transcurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre 3 y 30 km del litoral. Desde Cape Cod, Massachusetts, hasta Padre Island, Texas, casi 300 islas barrera bordean la costa (Figura 20.16).

La mayor parte de las islas barrera tiene una anchura comprendida entre 1 y 5 km y una longitud de 15 a 30 km. Los elementos más elevados son las dunas de arena, que normalmente alcanzan altitudes de 5 a 10 m; en unas pocas zonas, las dunas no cubiertas de vegetación tienen altitudes de más de 30 m. Las lagunas que separan estas estrechas islas de la costa representan zonas de agua relativamente tranquila que permite a la pequeña embarcación que va de Nueva York al norte de Florida evitar las agitadas aguas del Atlántico norte.

Las islas barrera se forman probablemente de varias maneras. Algunas se originan como flechas que, posteriormente, se van separando del continente por la erosión de las olas o por la elevación general del nivel del mar después del último episodio glaciar. Otras se crean cuando las aguas turbulentas de la línea de olas rompientes acumulan la arena levantada del fondo. Dado que estas barreras de arena se elevan por encima del nivel del mar, el apilamiento de arena es probablemente consecuencia del trabajo de olas de tormenta durante la marea alta. Por último, algunas islas barrera pudieron ser antes crestas de dunas de arena que se originaron a lo largo de la costa durante el último periodo glaciar, cuando el nivel del mar era más bajo. Cuando los glaciares de casquete se derritieron, el nivel del mar se elevó e inundó el área situada detrás del complejo playa-duna.

Evolución de la costa

Una línea litoral experimenta continuas modificaciones con independencia de su configuración inicial. Al principio, las líneas litorales son, en su mayoría, irregulares, aunque el grado de irregularidad y su motivo puedan variar considerablemente de un lugar a otro. A lo largo de una línea litoral caracterizada por una geología variada, el oleaje, de movimientos violentos, puede aumentar al principio su irregularidad porque las olas erosionarán con más facilidad las rocas más débiles que las más fuertes. Sin embargo, si la línea litoral se

FIGURA 20.16. Casi 300 islas barrera bordean las costas atlántica y del Golfo. Las islas situadas a lo largo de la costa de Carolina del Norte son ejemplos excelentes (Foto de Michael Collier).

mantiene estable, la erosión y la sedimentación marinas acabarán por producir una costa más recta y regular. En la Figura 20.17 se ilustra la evolución de una costa inicialmente irregular. A medida que las olas erosionan los entrantes, creando acantilados y plataformas de erosión, el sedimento se transporta a lo largo de la costa. Algo del material se deposita en la bahía, mientras que otros derrubios van a formar flechas y barras de bahía.

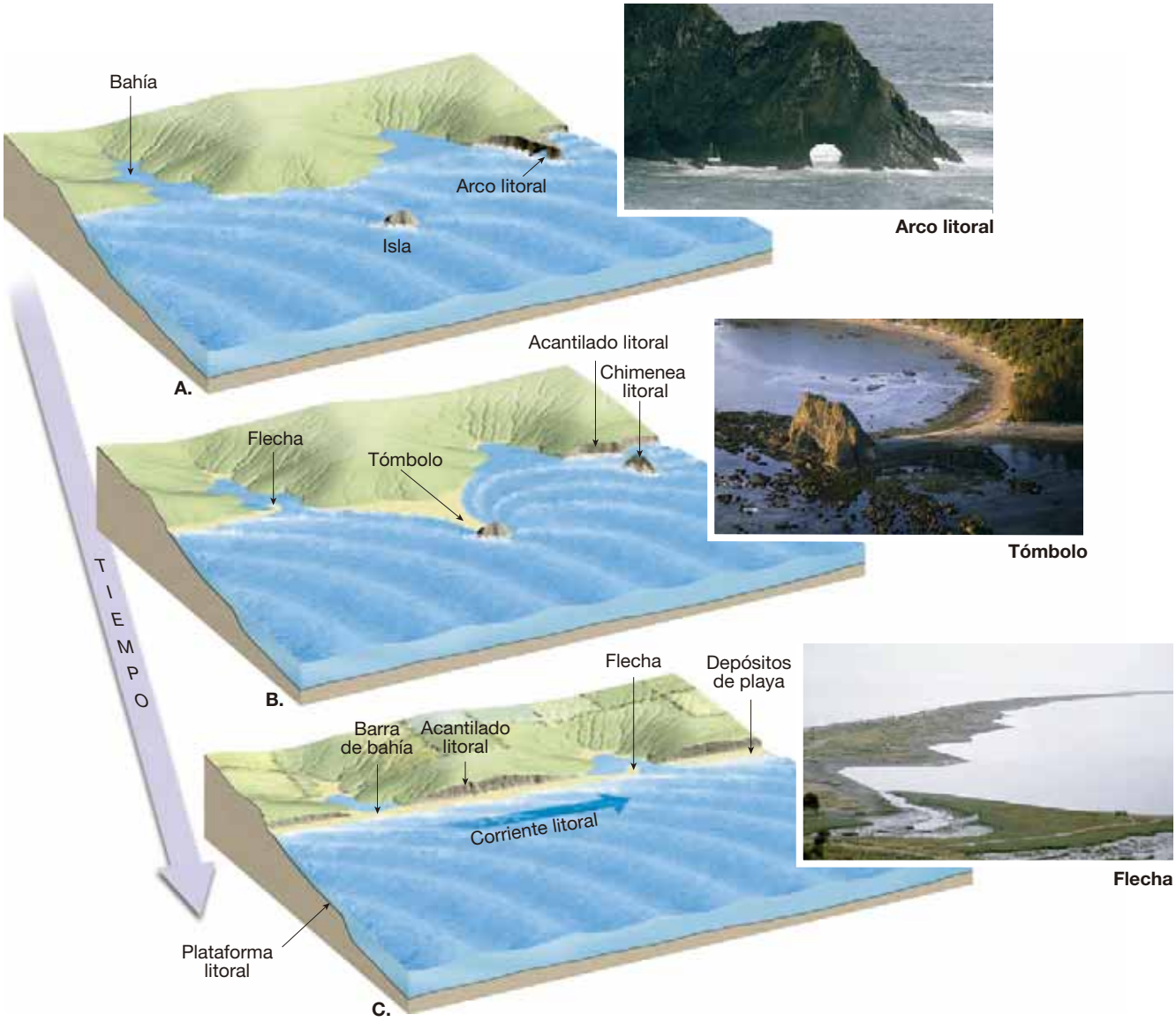


FIGURA 20.17. Estos diagramas ilustran los cambios que pueden tener lugar con el tiempo a lo largo de una línea de costa inicialmente irregular que se mantiene relativamente estable. La línea de costa mostrada en la parte A evoluciona gradualmente a B, luego a C y luego a D. El diagrama sirve también para ilustrar muchas de las características descritas en la sección sobre características de la línea de costa (Fotos A y C por E. J. Tarbuck; Foto B por Michael Collier).

Al mismo tiempo, los ríos llenan las bahías con sedimentos. Por último, resulta una costa generalmente recta y suave.

ESTABILIZACIÓN DE LA COSTA

SHORELINES
▸ Waves and Beaches

En la actualidad, la zona costera es un hervidero de actividad humana. Por desgracia, las personas a menudo tratan la línea litoral como si fuese una plataforma estable sobre la cual pueden edificarse estructuras con total seguridad. Esta actitud significa un riesgo tanto para las personas como para la línea litoral. Muchas plataformas costeras son estructuras relativamente frágiles, de vida corta, que resultan dañadas con facilidad por el desarrollo. Y, como sabe cualquiera que haya soportado una tormenta tropical, la línea litoral no es siempre un lugar seguro para vivir. Examinaremos esta última idea con más detenimiento en la sección «Huracanes: el máximo peligro de la costa».

En comparación con los peligros naturales, como los terremotos, las erupciones volcánicas y los corrimientos

de tierra, la erosión de la línea litoral suele percibirse como un proceso más continuo y predecible que parece causar daños relativamente modestos en zonas limitadas. En realidad, la línea litoral es un lugar dinámico que puede cambiar rápidamente en respuesta a las fuerzas naturales. Tormentas excepcionales son capaces de erosionar las playas y los acantilados a velocidades que exceden con mucho la media a largo plazo. Estos estallidos de erosión acelerada pueden tener un efecto significativo sobre la evolución natural de una costa; también pueden tener un profundo impacto sobre las personas que residen en la zona costera (Figura 20.18). La erosión a lo largo de nuestras costas causa daños significativos a las propiedades. Anualmente se gastan grandes cantidades de dinero no solo en reparar los daños, sino también en evitar o controlar la erosión. Sin lugar a dudas, la erosión de la línea litoral, que es ya un hecho en muchos sitios, se convierte en un problema cada vez más grave a medida que continúa el desarrollo costero extensivo.

Aunque los mismos procesos producen cambios a lo largo de todas las costas, no todas las costas responden de la misma manera. Las interacciones entre los diferentes procesos y la importancia relativa de cada proceso dependen de factores locales. Estos factores son: (1) proximidad de una costa a ríos cargados de sedimentos; (2) grado de actividad tectónica; (3) topografía y composición del terreno; (4) vientos y condiciones meteorológicas predominantes, y (5) configuración de la línea litoral y de las áreas próximas al litoral.

Durante los últimos cien años, la creciente afluencia y demanda de ocio han acarreado un desarrollo sin precedentes en muchas áreas costeras. A medida que ha aumentado el número y el valor de las edificaciones, de la misma manera lo han hecho los esfuerzos para proteger la propiedad de las olas de tormenta. También, el control de la migración natural de la arena es una lucha constante en muchas áreas costeras mediante la estabilización de la costa. Dicha interferencia puede traducirse en cambios no deseados difíciles y caros de corregir.

Estabilización firme

Las estructuras construidas para proteger una costa de la erosión o para impedir el movimiento de arena a lo largo de una playa se denominan **estabilización firme**. La estabilización firme puede adoptar muchas formas y suele provocar resultados predecibles aunque no deseados. La estabilización firme incluye, entre otros, los malecones, los espigones, los rompeolas y los diques.

Malecones

Tempranamente, en la historia estadounidense, un objetivo principal en las áreas de costa fue el desarrollo y el mantenimiento de los puertos. En muchos casos, esto implicaba la construcción de sistemas de malecones. Los **malecones** suelen construirse en parejas y extenderse en el océano en los lugares de entrada de ríos y puertos. Al confinar el flujo de agua a una zona estrecha, el flujo y el reflujo causados por la subida y bajada de las mareas mantienen la arena en movimiento e impiden la sedimentación en el cauce. Sin embargo, como se ilustra en la Figura 20.19, el malecón puede actuar como una presa

FIGURA 20.18. La erosión de las olas causada por las tormentas obligó a abandonar esta línea litoral muy edificada en Long Island, Nueva York. Las zonas costeras son lugares dinámicos que pueden cambiar rápidamente en respuesta a las fuerzas de la naturaleza (Foto de Mark Wexler/Woodfin Camp Associates).

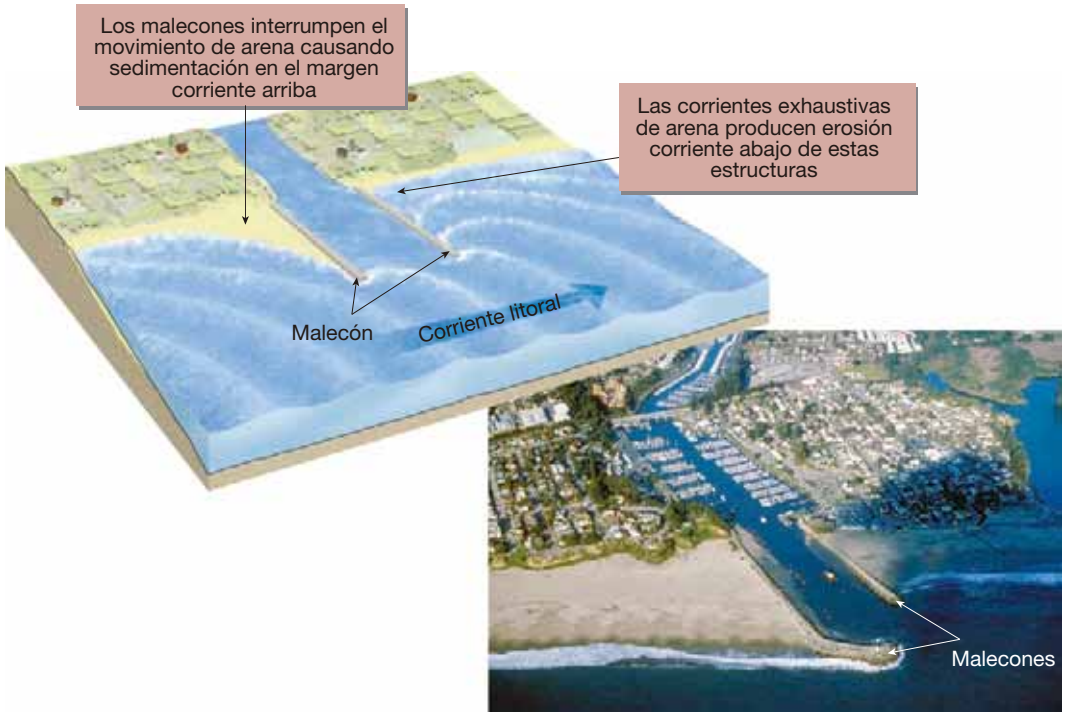


FIGURA 20.19. Se construyen malecones en las entradas de los ríos y los puertos, y están pensados para evitar la sedimentación en el cauce de navegación. Los malecones interrumpen el movimiento de la arena realizado por la deriva de la playa y las corrientes litorales. Se produce erosión de la playa corriente abajo del lugar donde se encuentra la estructura. La foto es una vista aérea de los malecones de Santa Cruz, California (Foto del Cuerpo de Ingenieros del Ejército estadounidense).

contra la cual la corriente y la deriva litorales depositan la arena. Al mismo tiempo, la actividad de las olas extrae arena del otro lado. Dado que el otro lado no está recibiendo arena nueva, pronto dejará de haber playa.

Espigones

Para mantener o ensanchar las playas que están perdiendo arena, a veces se construyen espigones. Un **espigón** es una barrera construida en ángulo recto a la playa para atrapar la arena que se mueve en paralelo a la costa. Los espigones suelen construirse con rocas grandes, escollera, pero también pueden estar formados por madera. Estas estructuras, a menudo, realizan su trabajo con tanta eficacia que la corriente litoral más allá del espigón carece en absoluto de arena. Como consecuencia, la corriente erosiona la arena de la playa en el lado a favor de la corriente del espigón.

Para compensar este efecto, los propietarios de construcciones situadas corriente abajo de la estructura pueden levantar espigones en su propiedad. De esta manera, se multiplica el número de espigones, lo que da lugar a un *campo de espigones* (Figura 20.20). Un ejemplo de esta proliferación es la línea litoral de Nueva Jersey, donde se han edificado centenares de estas estructuras. Como se ha demostrado que los espigones no proporcionan a menudo una solución satisfactoria, ya no son el método preferido para mantener a raya la erosión de las playas.

Rompeolas y diques

La estabilización firme puede construirse también en paralelo a la línea litoral. Una estructura de este tipo es un **rompeolas**, cuyo propósito es proteger los barcos

FIGURA 20.20. Varios espigones a lo largo de la línea de costa cerca de Chichester, Sussex, Reino Unido (Foto por Sandy Stockwell/London Aerial Photo Library/Corbis).

de la fuerza de las grandes olas rompientes creando una zona de agua tranquila cerca de la línea litoral. Sin embargo, cuando se hace esto, la reducción de la actividad de las olas a lo largo de la costa por detrás de la estructura puede permitir la acumulación de arena. Si esto ocurre, la dársena acabará llenándose de arena mientras que la playa corriente abajo se erosiona y retrocede. En Santa Mónica, California, donde la construcción de un rompeolas originó este problema, la ciudad tuvo que instalar una draga para eliminar la arena de la zona de agua tranquila protegida y depositarla hacia debajo de la playa, donde las corrientes litorales y la deriva de playa podrían volver a poner en circulación la arena (Figura 20.21).

Otro tipo de estabilización firme construida paralela a la línea litoral es un **dique,** que se diseña para acorazar la costa y defender la propiedad de la fuerza de las olas rompientes. Las olas dispersan mucha de su energía atravesando la playa abierta. Los diques acortan este proceso reflejando la fuerza de las olas en dirección al mar. Como consecuencia, la playa del lado situado en la dirección del mar del dique experimenta una significativa erosión y puede, en algunos casos, ser eliminada del todo (Figura 20.22). Una vez reducida la anchura de la playa, el dique es sometido a un bombardeo incluso mayor por parte de las olas. Finalmente este bombardeo hará que se caiga el muro y deberá construirse uno más grande y caro para reemplazarlo.

FIGURA 20.21. Vista aérea de un rompeolas en Santa Mónica, California. El rompeolas parece una delgada línea en el agua tras los muchos barcos que están anclados. La construcción del rompeolas interrumpió el transporte litoral y provocó el crecimiento de la playa hacia el mar (Foto por John S. Shelton).

Se cuestiona cada vez más la cordura de construir estructuras protectoras transitorias a lo largo de las líneas de costa. Las opiniones de muchos científicos e ingenieros especializados en este tema se expresan en el siguiente extracto de un artículo que se presentó en una conferencia sobre la erosión de la línea litoral estadounidense:

FIGURA 20.22. Seabright, en el norte de Nueva Jersey, contaba con una amplia playa arenosa. Se construyó un dique de unos 5 a 6 m de altura y 8 km de largo para proteger la ciudad y los raíles del tren que traían a los turistas a la playa. Como puede observarse, tras construir el dique la playa se estrechó de forma extraordinaria (Foto por Rafael Macia/Photo Researchers, Inc.).

> Resulta ahora evidente que la interrupción del retroceso de la línea litoral con estructuras protectoras beneficia solo un poco y degrada gravemente o destruye la playa natural y el valor que tiene para la mayoría. Las estructuras protectoras desvían de manera transitoria la energía del océano de las propiedades privadas, pero normalmente reconcentran esa energía sobre las playas naturales adyacentes. Muchas interrumpen el flujo natural de arena en las corrientes costeras, robando a muchas playas la arena de sustitución que les es vital[2].

Alternativas a la estabilización firme

Acorazar la costa con estabilización firme tiene varios inconvenientes posibles, como el coste de la estructura y la pérdida de arena en la playa. Entre las alternativas a la estabilización firme se cuentan la alimentación de playa y el traslado.

Alimentación de playa

La **alimentación de playa** representa un enfoque para estabilizar las arenas de la línea litoral sin estabilización firme. Como implica la propia expresión, esta práctica significa simplemente la adición de grandes cantidades de arena al sistema de playas (Figura 20.23). Al crear playas en dirección al mar, se mejoran a la vez la calidad de la playa y su protección contra las tormentas. La alimentación de playa, sin embargo, no es una solución permanente al problema del encogimiento de las playas. Los mismos procesos que eliminaron la arena la primera vez acabarán eliminando la arena de sustitución también. Además, la alimentación de playa es muy cara porque deben transportarse enormes volúmenes de arena a la playa desde las zonas litorales, próximas a los ríos o de otras fuentes. Orrin Pilkey, un respetado científico costero, describe la situación de la siguiente forma:

> La alimentación puede realizarse en playas a ambos lados del continente, pero la mayoría del gasto en dólares y arena se ha realizado en las islas de barrera de la Costa Este entre la costa meridional de Long Island, N.Y., y la Florida del sur. Sobre esta extensión de la línea litoral, las comunidades han añadido unos 382 millones de metros cúbicos de arena en 195 playas en 680 veces. Algunas playas se han vuelto a alimentar hasta 20 veces desde 1965. Se ha vuelto a alimentar Virginia Beach más de 50 veces. La alimentación de playas normalmente cuesta entre 2 millones de dólares y 50 millones por milla[3].

A.

B.

FIGURA 20.23. Miami Beach. A. Antes de la alimentación de playa y B. Después de la alimentación de playa (Cortesía del Cuerpo de Ingenieros del Ejército estadounidense, distrito de Vicksburg).

En algunos casos, la alimentación de playa puede inducir efectos ambientales no deseados. Por ejemplo, el volver a llenar la playa Waikiki, Hawai, precisó la sustitución de arena calcárea gruesa por arena calcárea más blanda y fangosa (lodosa). La destrucción de la arena blanda por las olas rompientes aumentó la turbidez del agua y destruyó los arrecifes de coral situados a corta distancia de la costa. En Miami Beach, el aumento de la turbidez dañó también las comunidades coralinas locales.

La alimentación de playa parece ser una solución viable desde el punto de vista económico a largo plazo para el problema de conservación de la playa solo en áreas donde exista un desarrollo denso, grandes suministros de arena, energía de las olas relativamente baja y preocupaciones ambientales reconciliables. Por desgracia, pocas áreas poseen todos estos atributos.

[2] «Strategy for Beach Preservation Proposed», *Geotimes* 30 (núm. 12, diciembre de 1985), 15.
[3] «Beaches Awash with Politics», *Geotimes*, julio de 2005, 38-39.

Traslado

En lugar de construir estructuras como espigones y diques para mantener la playa en su lugar, o añadir arena para rellenar las playas erosionadas, existe otra opción. Muchos científicos y planificadores de la costa están reclamando una política que pase de proteger y reconstruir las playas y las propiedades costeras en áreas de gran riesgo a *trasladar* los edificios dañados por la tormenta en esos lugares y dejar que la naturaleza recupere la playa (*véase* Recuadro 20.1). Este enfoque es similar al adoptado por el gobierno federal para las llanuras de inundación de los ríos después de las devastadoras inundaciones del río Mississippi de 1993 en las cuales se abandonaron las estructuras vulnerables y se recolocaron en un terreno más alto y más seguro.

Estas propuestas, por supuesto, son controvertidas. La gente con inversiones significativas cerca de la costa se estremece ante la idea de no volver a edificar y defender las estructuras costeras de la furia erosiva del mar. Otros, sin embargo, sostienen que, con la elevación del nivel del mar, el impacto de las tormentas costeras no hará más que empeorar en las décadas venideras. Este grupo defiende el abandono y traslado de las estructuras dañadas a menudo para mejorar la seguridad personal y reducir los costes. No cabe duda de que estas ideas concentrarán mucho del estudio y los debates cuando los estados y las comunidades evalúen y revisen las políticas de uso del terreno costero.

PROBLEMAS DE EROSIÓN A LO LARGO DE LAS COSTAS ESTADOUNIDENSES

La línea litoral a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos es notablemente diferente de la que caracteriza las regiones costeras atlánticas y de la costa del Golfo. Algunas de las diferencias están relacionadas con la tectónica de placas. La costa occidental representa el borde guía de la placa norteamericana y, debido a ello, experimenta levantamiento y deformación activa. Por el contrario, la costa este es una región tectónicamente tranquila que está lejos de cualquier borde de placa activa. Debido a esta diferencia geológica básica, la naturaleza de los problemas de erosión a lo largo de la costa es diferente a los dos lados de Norteamérica.

Costas atlántica y del Golfo

Gran parte del desarrollo costero a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera. Normalmente, las islas barrera, también denominadas *playas barrera* o *barreras costeras*, consisten en una playa amplia que está cubierta por dunas y separada del continente por lagunas pantanosas. Las amplias extensiones de arena y la exposición al océano han transformado las islas barrera en sitios extraordinariamente atractivos para el desarrollo. Por desgracia, el desarrollo ha tenido lugar más deprisa que nuestro conocimiento sobre la dinámica de las islas barrera.

Dado que las islas barrera miran al océano abierto, reciben toda la fuerza de las grandes tormentas que golpean la costa. Cuando se produce una tormenta, las barreras absorben la energía de las olas fundamentalmente a través del movimiento de la arena. Este proceso y el dilema que produce se han descrito como sigue:

> Las olas pueden mover la arena desde la playa a áreas mar adentro o, por el contrario, a las dunas; pueden erosionar las dunas, depositando la arena en la playa o llevándola hacia el mar; o pueden transportar la arena desde la playa y las dunas a las ciénagas de detrás de la barrera, un proceso conocido como lavado superficial. El factor común es el movimiento. Exactamente igual a como una caña flexible puede sobrevivir a un viento que destruye un roble, las barreras sobreviven a huracanes no a través de una fuerza inconmensurable, sino adelantándose a la tormenta.
>
> Esta imagen cambia cuando se levanta una barrera para la construcción de hogares o a modo de recurso. Las olas de tormenta que previamente saltaban con furia y sin perjuicio a través de los huecos que quedaban entre las dunas ahora encuentran edificios y carreteras. Además, dado que la naturaleza dinámica de las barreras se percibe fácilmente solo durante las tormentas, los propietarios de las casas tienden a atribuir el daño a una tormenta concreta, más que a una movilidad básica de las barreras costeras. Al estar en juego sus hogares o sus inversiones, es más probable que los residentes busquen mantener la arena en su lugar y las olas en la bahía que admitir que no fue adecuado iniciar el desarrollo urbanístico en ese lugar[4].

Costa del Pacífico

Al contrario que las llanuras costeras atlánticas y del Golfo, amplias y de suave pendiente, gran parte de la costa del Pacífico se caracteriza por playas relativamente estrechas que están cubiertas por acantilados escarpados y cordilleras montañosas. Recordemos que el borde occidental norteamericano es una región más escarpada y tectónicamente activa que el borde oriental. Debido al levantamiento continuo, un ascenso del nivel del mar en el oeste no es tan fácilmente aparente. No obstante, como los problemas de erosión de la línea litoral a los que se enfrentan las islas barrera del este, las dificultades de la costa oeste también derivan en gran medida de la alteración de un sistema natural por el ser humano.

[4] Frank Lowenstein, «Beaches or bedrooms - the choice as sea level rises», *Oceanus* 28 (núm. 3, otoño 1985), 22.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

La mudanza del siglo: la recolocación del faro del cabo Hatteras*

RECUADRO 20.1

A pesar de los esfuerzos por proteger las estructuras demasiado próximas a la costa, todavía pueden estar en peligro de ser destruidas por las líneas de costa en retroceso y el poder destructivo de las olas. Este fue el caso de uno de los puntos de referencia más prominentes de Estados Unidos: el faro rayado del cabo Hatteras, en Carolina del Norte, que tiene 21 plantas de altura y es el faro más alto del país.

El faro se construyó en 1870 en la isla de barrera del cabo Hatteras a 457 m de la línea de costa para guiar a los marineros a través de los peligrosos bajíos litorales conocidos como el «Cementerio del Atlántico». Conforme la isla de barrera empezó a migrar hacia el continente, su playa se redujo. Cuando las olas empezaron a chocar a solo 36 m de su base de ladrillo y granito, preocupó el hecho de que incluso un huracán de fuerza moderada podría provocar erosión de la playa suficiente como para derribar el faro.

En 1970 la Marina estadounidense construyó tres espigones delante del faro en un esfuerzo por proteger la playa de la erosión ulterior. Al principio, los espigones ralentizaron la erosión, pero interrumpieron el flujo de arena en la zona de rompiente, lo cual provocó el allanamiento de las dunas próximas y la formación de una bahía al sur del faro. Los intentos de aumentar la anchura de la playa delante del faro fueron, entre otros, la alimentación de playa y los lechos litorales artificiales de algas; ambos intentos de ensanchar la playa de manera sustancial fracasaron. En los años 80, el Cuerpo de Ingenieros del Ejército propuso construir un dique masivo de piedra alrededor del faro, pero decidió que la costa erosionada acabaría retirándose por debajo de la estructura, dejándola desamparada en el mar en su propia isla. En 1988 la Academia Nacional de Ciencias determinó que la línea de costa que se extiende delante del faro se retiraría hasta destruir el faro y recomendó el traslado de la torre, de la misma manera que se había hecho con faros más pequeños. En 1999, el Servicio del Parque Nacional, que es propietario del faro, acabó autorizando el traslado de la estructura a un lugar más seguro (Figura 20.A).

El traslado del faro, que pesa 4.395 toneladas métricas, se llevó a cabo recortándolo desde su base y depositándolo con cuidado en una plataforma de vigas de acero colocadas en carretillas con ruedas. Una vez sobre la plataforma, fue transportado a lo largo de una vía de acero especialmente diseñada utilizando una serie de martillos hidráulicos. Se desbrozó un pasillo de vegetación para formar una pista a lo largo de la cual el faro se desplazaba 1,5 m cada vez; se desmontaba la vía dejada atrás y se montaba de nuevo delante de la torre a medida que esta avanzaba. En menos de un mes, el faro fue trasladado con cautela 884 m desde su posición original, convirtiéndolo en una de las mayores estructuras jamás trasladadas satisfactoriamente.

Después de su traslado de 12 millones de dólares, ahora el faro se encuentra en un bosque de robles y pinos (Figura 20.B). Aunque ahora se eleva muy tierra adentro, la elevación ligeramente mayor de la luz lo hace visible hasta el mar, donde continúa advirtiendo a los marineros de los peligrosos bajíos. A la velocidad actual de retroceso de la línea de costa, el faro debería estar a salvo de la amenaza de las olas durante al menos otro siglo.

El profesor Alan P. Trujillo, de Palomar College, preparó este recuadro.

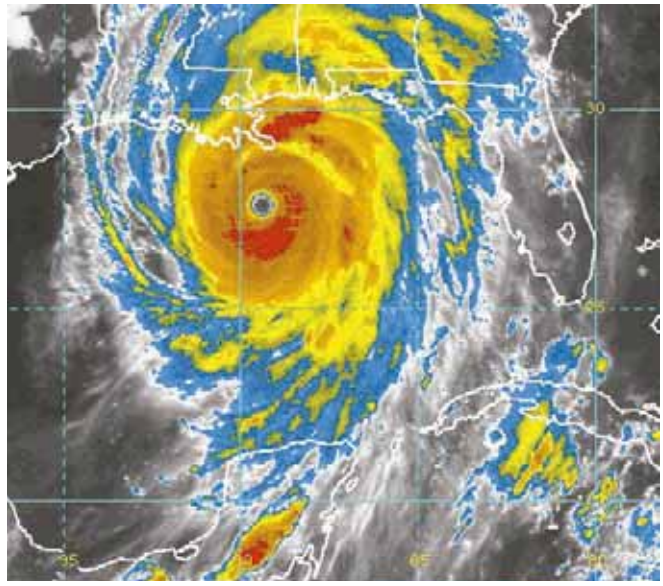
FIGURA 20.A. Cuando el faro del cabo Hatteras de Carolina del Norte fue amenazado por la erosión de la línea de costa en 1999, fue trasladado a 488 m de la línea de costa (Foto de Don Smetzer/ PhotoEdit Inc.).

FIGURA 20.B. El faro del cabo Hatteras después de haber sido trasladado 884 m desde la línea litoral. En su nuevo emplazamiento debería estar seguro unos 50 años o más (Foto cortesía de Drew Wilson, Virginian-Pilot, copyright 1999).

Un problema importante con el que se enfrenta la costa del Pacífico, y especialmente porciones del sur de California, es un estrechamiento significativo de muchas playas. La mayor parte de la arena de muchas de esas playas es suministrada por ríos que la transportan de las montañas a la costa. Con los años, este flujo natural de material hasta la costa ha sido interrumpido por las presas construidas para el regadío y control de las inundaciones. Los embalses atrapan eficazmente la arena que, de lo contrario, alimentaría el entorno de la playa. Cuando las playas eran más anchas, servían para proteger los acantilados de la fuerza de las olas de tormenta. Ahora, sin embargo, las olas atraviesan las estrechadas playas sin perder mucho de su energía y producen una erosión más rápida en los acantilados marinos.

Aunque el retroceso de los acantilados proporciona material para sustituir algo de la arena atrapada detrás de las presas, también pone en peligro las casas y las carreteras construidas en los riscos. Además, la construcción sobre los acantilados agrava el problema. La urbanización aumenta la escorrentía que, si no se controla con cuidado, puede provocar una grave erosión. El césped y los jardines de riego añaden cantidades significativas de agua a la pendiente. Esta agua percola hacia la base del acantilado, donde puede surgir en pequeños rezumaderos. Esta acción reduce la estabilidad de la pendiente y facilita los procesos gravitacionales.

La erosión de la línea litoral a lo largo del Pacífico varía considerablemente de un año para otro, en gran medida debido al desarrollo esporádico de tormentas. Por consiguiente, cuando se producen los episodios infrecuentes, pero graves, de erosión, se atribuye el daño a las inusuales tormentas y no al desarrollo costero o a las presas de retención de sedimentos que puedan estar situadas a grandes distancias. Si, como se predice, el nivel del mar se eleva a un ritmo creciente en los años venideros, cabe esperar un aumento de la erosión de las líneas de costa y de la retirada de los acantilados a lo largo de muchas partes de la costa del Pacífico. La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar se examina con más detalle como parte de la discusión sobre las posibles consecuencias del cambio climático en el Capítulo 21 sobre el «Cambio climático global».



A.

B.

FIGURA 20.24. Imágenes por satélite del huracán Katrina a finales de agosto de 2005, poco antes de que devastara la costa del Golfo. A. Imagen de infrarrojos con el color intensificado del satélite GOES-este. La actividad más intensa está asociada a los colores rojo y naranja. B. Una imagen más tradicional del satélite *Terra* de la NASA (NASA).

LOS HURACANES: EL MÁXIMO PELIGRO EN LA COSTA

Los ciclones tropicales en espiral que en ocasiones tienen velocidades eólicas superiores a los 300 km por hora se conocen en Estados Unidos como *huracanes:* las mayores tormentas de la Tierra (Figura 20.24). En el Pacífico occidental son denominados *tifones,* y en el océano Índico se llaman simplemente *ciclones.* No importa qué nombre se utilice, estas tormentas se cuentan entre los desastres naturales más destructivos. Cuando un huracán llega a tierra, es capaz de aniquilar las zonas costeras y causar la muerte a decenas de miles de personas.

Afortunadamente cuando el huracán Ike llegó a Tierra a lo largo de la costa tejana cerca de Galveston el 13 de septiembre de 2008, las muertes fueron relativamente pocas. Dado que las previsiones fueron exactas y los avisos se emitieron a tiempo, decenas de miles de

personas fueron evacuadas de las zonas más vulnerables antes de que llegara la tormenta. Aún así, los daños en la zona de costa y en el interior fueron sustanciales y costosos (Figura 20.25).

Por el lado positivo, los huracanes proporcionan precipitaciones esenciales sobre las diferentes zonas que cruzan. Así, mientras que un dueño de una cadena hotelera en la costa de Florida puede temer la llegada de la temporada de huracanes, un granjero en Japón puede estar deseando que llegue.

La gran mayoría de muertes y daños relacionados con los huracanes son provocados por tormentas relativamente infrecuentes aunque potentes. En la Tabla 20.1 se enumeran los huracanes más letales que han azotado los Estados Unidos entre 1900 y 2009. Una tormenta que azotó la confiada población de Galveston, Texas, en 1900 no solo fue el huracán más mortal que nunca se haya producido en Estados Unidos, sino que es el desastre natural *de cualquier tipo* más mortífero que ha afectado a este país. Por supuesto, la tormenta más letal y costosa en la memoria reciente sucedió en agosto de 2005, cuando el huracán Katrina devastó la costa del Golfo de Luisiana, Mississippi y Alabama. Aunque cientos de miles de personas habían huido antes de que la tormenta tomara tierra, otros miles quedaron atrapados. Además del sufrimiento humano y las trágicas muertes que dejó el huracán Katrina, las pérdidas económicas provocadas por la tormenta son prácticamente incalculables. Hasta agosto de 2005, los 25 mil millones en pérdidas asociados al huracán Andrew en 1992 suponían el desastre natural más costoso de la historia estadounidense. Esta cantidad fue superada muchas veces, una vez calculado el impacto económico del Katrina. Aunque imprecisa, algunos sugieren que la cantidad final podría exceder los 100 mil millones de dólares.

Nuestras costas son vulnerables. La población se está mudando en masa a zonas cercanas al océano. Se prevé que la proporción de población estadounidense que resida en los 75 km de costa en 2010 superará el 50 por ciento. La concentración de cantidades tan grandes de habitantes cerca de la línea de costa significa que los huracanes ponen a millones de personas en peligro. Además, los posibles costes de los daños a la propiedad son increíbles.

FIGURA 20.25. Crystal Beach, Texas, el 16 de septiembre de 2008, tres días después de que el huracán Ike llegara a la costa. Cuando tomó tierra la tormenta contaba con vientos de 165 km por hora. El extraordinario oleaje de tormenta causó la mayor parte de los daños que se ven en la imagen (Foto de Earl Nottingham/Associated Press).

Tabla 20.1. Los diez huracanes más letales que han azotado los Estados Unidos continentales desde 1900 a 2009.

Rango	Huracán	A o	Categoría	Muertes
1.	Texas (Galveston	1900	4	8.000
2.	Sureste de Florida (Lago Okeechobee)	1928	4	2.500-3.000
3.	Katrina	2005	4	1.833
4.	Audrey	1957	4	Al menos 416
5.	Florida Keys	1935	5	408
6.	Florida (Miami)/Mississippi/Alabama/Florida (Pensacola)	1926	4	372
7.	Lousiana (Grande Isle)	1909	4	350
8.	Florida Keys/ Sur de Texas	1919	4	287
9. (empate)	Luisiana (Nueva Orleans)	1915	4	275
9. (empate)	Texas (Galveston)	1915	4	275

Esta cantidad podría ser tan elevada como 10.000-12.000
uente ational eather ervice ational Hurricane Center OAA Technical emorandum TPC- .

Perfil de un huracán

La mayor parte de los huracanes se forman entre latitudes de 5 a 20 grados sobre todos los océanos tropicales, menos los del Atlántico sur y el Pacífico sur occidental (Figura 20.26). El Pacífico norte es el que mayor número de tormentas tiene, con una media anual de unas 20. Por fortuna para los habitantes de las zonas costeras del sur y este de Estados Unidos, cada año se forma una media de unos cinco huracanes en la zona cálida del Atlántico norte.

Aunque cada año se desarrollan bastantes perturbaciones tropicales, solo algunas alcanzan la consideración de huracán. Por acuerdo internacional, en un huracán la velocidad del viento debe superar los 119 km por hora y una circulación giratoria. Los huracanes maduros tienen un promedio de 600 km de diámetro y a menudo se extienden unos 12.000 m sobre la superficie oceánica. Desde el borde exterior al centro, en ocasiones la presión barométrica ha caído hasta 60 milibares, de 1.010 milibares a 950. Las menores presiones registradas en el hemisferio occidental se asocian a estas tormentas.

Un gradiente de presión pronunciado genera los rápidos vientos en forma de espiral del huracán (Figura 20.27). Cuando el aire se precipita al centro de la tormenta, aumenta su velocidad. Esto sucede por la misma razón que cuando los patinadores extienden sus brazos giran más rápidamente que cuando los pegan a su cuerpo.

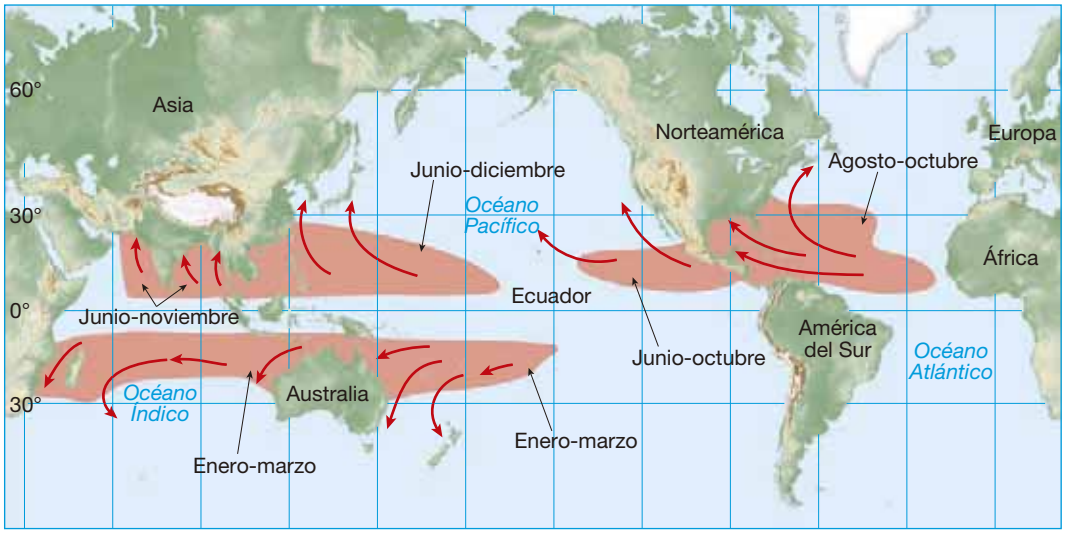


FIGURA 20.26. Este mapa del mundo muestra las zonas donde se forman casi todos los huracanes, así como los principales meses en los que aparecen y los caminos más comunes que toman. Los huracanes no se forman en una franja de unos 5 a ambos lados del ecuador debido al efecto de Coriolis (una fuerza relacionada con la rotación terrestre que hace que las tormentas «giren»). Dado que las cálidas temperaturas de la superficie oceánica son necesarias para la formación de huracanes, casi nunca se originan en torno a los 20 de latitud en dirección a los polos ni sobre las frías aguas del Atlántico Sur y el este del Pacífico Sur.

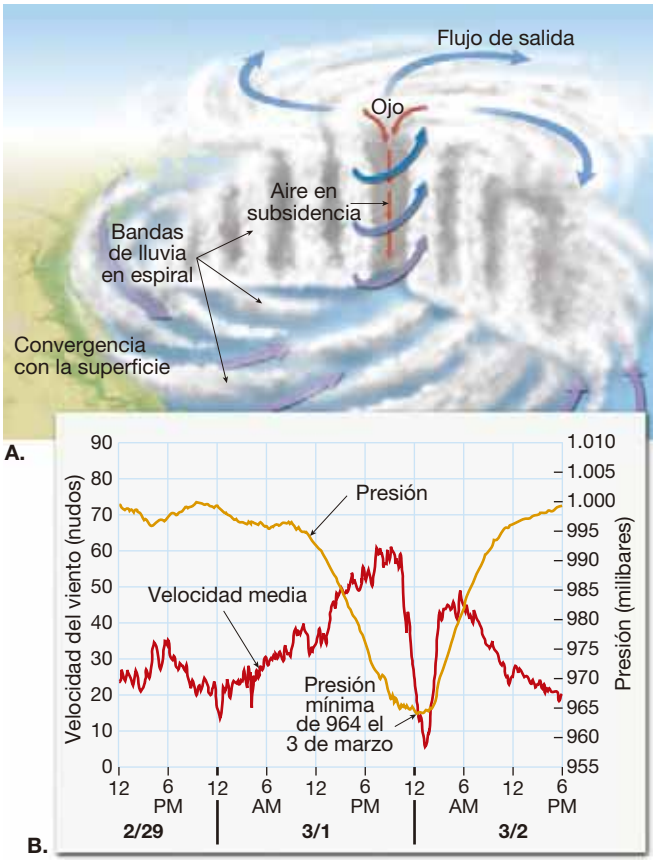


FIGURA 20.27. A. Sección transversal de un huracán. Nótese que la dimensión vertical es muy exagerada. El ojo, zona de calma relativa en el centro de la tormenta, es una característica distintiva del huracán. El aire que se hunde en el ojo se calienta por compresión. Rodeando al ojo está la pared del ojo, la zona donde los vientos y las precipitaciones son mas intensas. La humedad tropical que se desplaza en espiral hacia el interior crea bandas de lluvia que giran alrededor del centro de la tormenta. El flujo de salida de aire en la parte superior del huracán es importante porque impide que el flujo convergente de los niveles inferiores «rellene» la tormenta (Después de NOAA). B. Mediciones de la presión superficial y de la velocidad del viento durante el paso del huracán Monty en la estación Mardy en Australia occidental, entre el 29 de febrero y el 2 de marzo de 2004. (Los huracanes son denominados «ciclones» en esta parte del mundo). Los vientos más fuertes se asocian a la pared del ojo, y los más débiles y las presiones más bajas se encuentran en el ojo (Datos de la Organización Meteorológica Mundial).

Cuando la presión interior del aire superficial caliente y húmedo se aproxima al centro de la tormenta, vira hacia arriba y asciende en un anillo de torres de cumulonimbos (Figura 20.27). Esta pared con forma de rosquilla de intensa actividad convectiva que rodea el centro de la tormenta se denomina **la pared del ojo**, donde tienen lugar las velocidades mayores de los vientos y las precipitaciones más densas. Cerca de la parte superior del huracán, el flujo de aire se dirige hacia fuera, llevándose el aire que se ha elevado lejos del centro de la tormenta, y así se crea espacio para que haya más flujo hacia el interior en la superficie.

En el mismo centro de la tormenta se encuentra **el ojo** del huracán (Figura 20.27). Esta conocida parte es una zona de unos 20 km de diámetro donde cesan las precipitaciones y el viento desaparece. Ofrece un breve descanso engañoso del clima extremo que hay en las enormes paredes de nubes curvas que lo rodean. Dentro del ojo el aire suele descender y calentarse por compresión, convirtiéndola en la zona más cálida de la tormenta. Aunque mucha gente piensa que el ojo se caracteriza por claros cielos azules, este no suele ser el caso, ya que es raro que la subsidencia en el ojo sea lo suficientemente fuerte como para producir situaciones sin nubes. Aunque en esta zona el cielo parece mucho más luminoso, las nubes desperdigadas son habituales en los distintos niveles.

Destrucción de los huracanes

La cantidad de daños causados por un huracán depende de varios factores, como el tamaño y la densidad de población de la zona afectada y la forma del fondo oceánico cerca de la costa. Por supuesto, el factor más significativo es la fuerza de la propia tormenta. Mediante el estudio de tormentas en el pasado, se ha establecido una escala para clasificar las intensidades relativas de los huracanes. Como se indica en la Tabla 20.2, una tormenta de *categoría 5* es la peor posible, mientras que un huracán de *categoría 1* es el menos grave.

Durante la estación de los huracanes es habitual oír a los científicos, así como a los reporteros, utilizar las cifras de la *escala de huracanes Saffir-Simpson.* Cuando el huracán Katrina tocó tierra, los vientos sostenidos alcanzaban los 225 km por hora, lo que la situaría en la categoría 4. Las tormentas incluidas en la categoría 5 son raras. El huracán Camille, una tormenta que se produjo en 1969 y provocó daños catastróficos a lo largo de la costa del Mississippi, es un ejemplo bien conocido.

Los daños provocados por los huracanes pueden dividirse en tres categorías: (1) oleada de temporal, (2) daños eólicos y (3) inundación de agua dulce tierra adentro.

Oleaje de temporal

Sin duda, los daños más devastadores de la zona costera son provocados por el oleaje de temporal. No solo representa una gran parte de las pérdidas de propiedad en la costa, sino que también es responsable del 90 por ciento del total de muertes causadas por los huracanes. Un **oleaje de temporal** es una elevación de agua de 65 a 80 km de ancho que barre la costa cerca del punto donde el centro (ojo) del huracán recala. Si se alisara toda la actividad de las olas, el oleaje de temporal tendría la altura del agua sobre el nivel de la marea normal. Además, la tremenda actividad de las olas se superpone al oleaje de temporal. Podemos imaginarnos con

Tabla 20.2. Escala de huracanes Saffir-Simpson.

Número de escala (categoría)	Presión central (milibares)	Velocidad del viento (m hora)	Velocidad del viento (mph, millas por hora)	Oleada de temporal (metros)	Oleada de temporal (pies)	Da os
1	≥980	119-153	74-95	1,2-1,5	4-5	*ínimos*
2	965-979	154-177	96-110	1,6-2,4	6-8	*oderados*
3	945-964	178-209	111-130	2,5-3,6	9-12	*Extensos*
4	920-944	210-250	131-155	3,7-5,4	13-18	*Extremos*
5	<920	>250	>155	>5,4	>18	*Catastróficos*

facilidad los daños que este oleaje de temporal podría infligir a las zonas costeras con poca elevación (*véase* Figura 20.25). Los peores oleajes tienen lugar en zonas como el Golfo de México, donde la plataforma continental es poco profunda y con una suave pendiente. Además, las formas locales como las bahías y los ríos pueden hacer que el oleaje de temporal doble su altura y que aumente su velocidad.

Cuando un huracán avanza hacia la costa en el hemisferio norte, el oleaje de temporal es siempre más intenso en el lado derecho del ojo, donde los vientos soplan *hacia* la costa. Además, en este lado de la tormenta, el avance del huracán también contribuye al oleaje de temporal. En la Figura 20.28 consideremos que un huracán con vientos máximos de 175 km por hora avanza hacia la costa a una velocidad de 50 km por hora. En este caso, la velocidad neta del viento en la cara derecha de la tormenta que avanza es de 225 km por hora. En la cara izquierda, los vientos del huracán soplan en la dirección opuesta al movimiento de la tormenta, por lo que los vientos netos se *alejan* de la costa a 125 km por hora. A lo largo de la costa que da a la cara izquierda del huracán que se aproxima, el nivel del agua puede disminuir cuando la tormenta toque tierra.

Daños eólicos

La destrucción provocada por el viento es quizá el tipo más evidente de daños causados por los huracanes. Escombros como carteles, materiales de los techos y pequeños artículos que se dejan en el exterior pueden convertirse en peligrosos misiles volando en los huracanes. Para algunas estructuras, la fuerza del viento basta para provocar la ruina total. Las caravanas son particularmente vulnerables. Los edificios muy altos son también susceptibles a los vientos huracanados. Las plantas más altas son las más vulnerables, ya que normalmente el viento aumenta su velocidad con la altura. Estudios recientes sugieren que las personas deben quedarse por debajo del décimo piso pero por encima de los pisos inferiores que sean susceptibles a las inundaciones. En las regiones con buenos códigos de construcción, los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como los daños

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuándo es la temporada de huracanes?

La temporada de huracanes difiere en las distintas partes del mundo. Por lo habitual, los habitantes de Estados Unidos están más interesados en las tormentas atlánticas. La temporada oficial de huracanes se extiende normalmente desde junio a noviembre. Más del 97 por ciento de la actividad tropical en esa región tiene lugar durante esos seis meses. El pico de la temporada va desde agosto a octubre y la máxima actividad se produce desde el comienzo de septiembre a mediados.

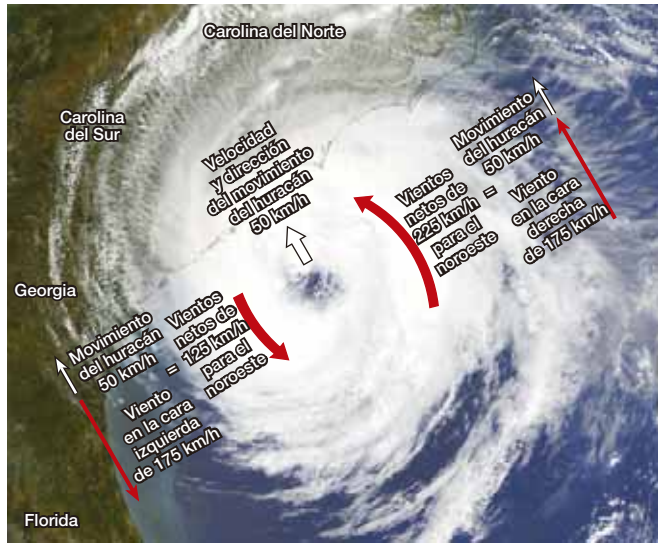


FIGURA 20.28. Vientos asociados con un huracán en el hemisferio norte avanzando hacia la costa. Esta tormenta hipotética, con picos de viento de 175 km por hora, avanza hacia la costa a 50 km por hora. En la parte derecha de la tormenta en avance, los vientos de 175 km/h van en la misma dirección que el movimiento de la tormenta (50 km por hora). Por tanto, la velocidad *neta* del viento en la cara izquierda de la tormenta es de 225 km por hora. En la cara izquierda, los vientos del huracán soplan en dirección opuesta al movimiento de la tormenta, por lo que los vientos *netos* de 125 km por hora se dirigen hacia fuera de la costa. El oleaje de la tormenta será mayor en la parte del litoral que sea azotado por la cara izquierda del huracán en progresión.

causados por la oleada de temporal. Sin embargo, los vientos huracanados afectan a una zona mucho mayor que la oleada de temporal y pueden provocar pérdidas económicas enormes. Por ejemplo, en agosto de 1992, cuando el huracán Andrew azotó el sur de Florida y la costa de Luisiana, los daños (en especial eólicos) superaron los 25.000 millones de dólares. Fue el desastre natural más costoso de la historia de Estados Unidos.

A veces los huracanes producen tornados que contribuyen al poder destructivo de la tormenta. Estudios han demostrado que más de la mitad de los huracanes que toman tierra producen al menos un tornado. En 2004 la cantidad de tornados asociados a las tormentas tropicales y a los huracanes fue extraordinaria. La tormenta tropical Bonnie y cinco huracanes que tomaron tierra (Charley, Frances, Gaston, Ivan y Jeanne) produjeron casi 300 tornados que afectaron a los estados del sureste y centro-atlántico.

Lluvias torrenciales e inundación tierra adentro

Las lluvias torrenciales que acompañan a la mayoría de los huracanes representan una tercera amenaza significativa: la inundación. Si bien los efectos de la oleada de temporal y los fuertes vientos se concentran en las zonas litorales, las fuertes lluvias pueden afectar a lugares situados a centenares de kilómetros del litoral durante varios días después de que la tormenta haya perdido sus vientos huracanados.

En septiembre de 1999 el huracán Floyd trajo lluvias torrenciales, fuertes vientos y mar gruesa a una gran parte de la costa atlántica. Más de 2,5 millones de personas fueron evacuadas de sus casas de Florida en dirección al norte hacia las dos Carolinas y más allá. Fue la mayor evacuación en tiempos de paz de la historia de Estados Unidos. Las lluvias torrenciales que cayeron en el suelo ya saturado crearon una inundación tierra adentro devastadora. En total, el Floyd descargó más de 48 cm de lluvia en Wilmington, Carolina del Norte, 33,98 cm en un solo intervalo de 24 h.

Otro ejemplo bien conocido es el huracán Camille (1969). Aunque esta tormenta es más conocida por su excepcional oleaje de temporal y por la devastación que llevó a las zonas costeras, el mayor número de muertes asociadas a esta tormenta ocurrió en las montañas Blue Rodge de Virginia, dos días después de que Camille tomara tierra. Muchos lugares recibieron más de 25 cm de precipitaciones.

Resumen

En resumen, los enormes daños y muertes de la zona litoral pueden ser consecuencia de las oleadas de temporal, los fuertes vientos y las lluvias torrenciales. Cuando se producen muertes, estas suelen ser provocadas por las oleadas de temporal, que pueden devastar por completo islas de barrera o zonas en el interior de unos pocos bloques de la costa. Aunque los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como las oleadas de temporal, afectan a una zona mucho mayor. Cuando los códigos de construcción no son adecuados, las pérdidas económicas pueden ser especialmente graves. Dado que los huracanes se debilitan a medida que avanzan tierra adentro, la mayor parte de los daños eólicos se produce en los primeros 200 km del litoral. Lejos de la costa, una tormenta debilitada puede producir inundaciones extensas mucho después de que los vientos hayan disminuido por debajo de los niveles huracanados. Algunas veces, los daños provocados por inundaciones tierra adentro superan la destrucción causada por el oleaje de temporal.

A veces los alumnos preguntan…

¿Por qué se les pone nombre a los huracanes y quién se encarga de hacerlo?

De hecho, los nombres se ponen cuando las tormentas han alcanzado la consideración de tormenta tropical (vientos entre 61 y 119 kilómetros por hora). Esto se hace para facilitar la comunicación entre los meteorólogos y el público general sobre predicciones, vigilancia y avisos. Las tormentas tropicales y los huracanes pueden durar una semana o más, y en la misma región pueden coincidir dos o más tormentas a la vez. Por tanto, los nombres pueden reducir la confusión sobre qué tormenta se está describiendo.

La World Meteorological Organization (afiliada a las Naciones Unidas) crea las listas de nombres. Los nombres para las tormentas atlánticas se reutilizan cuando concluye un ciclo de seis años, a menos que un huracán haya destacado especialmente. Los nombres de estos huracanes se retiran para prevenir la confusión cuando se hable de ellos en un futuro.

CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS

La gran variedad de líneas de costa demuestra su complejidad. De hecho, para entender cualquier área costera concreta, deben considerarse muchos factores, entre ellos los tipos de roca, el tamaño y la dirección de las olas, la frecuencia de las tormentas, las mareas y la topografía litoral. Además, prácticamente todas las zonas costeras se vieron afectadas por la elevación del nivel del mar en todo el mundo que acompañó la fusión de la Edad de Hielo que se produjo al final del Pleistoceno. Por último, deben tenerse en cuenta los acontecimientos tectónicos que elevan o hunden el terreno o cambian el volumen de las cuencas oceánicas. El gran número de factores que influyen en las zonas costeras dificultan la clasificación de las líneas de costa.

Muchos geólogos clasifican las costas en función de los cambios que se han producido con respecto al

nivel del mar. Esta clasificación, normalmente utilizada, divide las costas en dos categorías muy generales: de emersión y de inmersión. Las **costas de emersión** se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento, o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las **costas de inmersión** se crean cuando el nivel del mar se eleva o cuando la tierra adyacente al mar se hunde.

Costas de emersión

En algunas áreas, la costa es claramente de emersión porque la tierra que se eleva o el nivel del agua que desciende dejan expuestos los acantilados litorales y las plataformas de abrasión por encima del nivel del mar. Son ejemplos excelentes de ello porciones de la costa de California donde se ha producido levantamiento en el pasado geológico reciente (*véase* Figura 20.13). La rasa que se muestra en la Figura 20.13 también ilustra esta situación. En el caso de Palos Verdes Hills, al sur de Los Ángeles, existen siete niveles diferentes de rasa, lo que indica siete episodios de levantamiento. El siempre persistente mar está cortando ahora una nueva plataforma de abrasión en la base del acantilado. Si continúa el levantamiento, también se convertirá en una rasa elevada.

Otros ejemplos de costas de emersión son las regiones que estuvieron una vez enterradas debajo de los grandes glaciares de casquete. Cuando los glaciares estaban presentes, su peso deprimía la corteza; cuando el hielo se derritió, la corteza empezó gradualmente a levantarse. Por consiguiente, ahora pueden encontrarse rasgos de líneas de costa prehistóricos por encima del nivel del mar. La región de la bahía Hudson de Canadá es un área de este tipo, porciones de la cual siguen elevándose a un ritmo de más de un centímetro al año.

Costas de inmersión

En contraste con los ejemplos previos, otras áreas costeras muestran signos definitivos de inmersión. La línea de una costa que ha estado sumergida en el pasado relativamente reciente suele ser muy irregular porque el mar inunda normalmente los tramos inferiores de los valles fluviales, fluyendo en el océano. Sin embargo, las lomas que separan los valles permanecen por encima del nivel del mar y se proyectan en él como frentes de tierra. Estas desembocaduras fluviales inundadas, que de denominan **estuarios** (*aestus* = marea), caracterizan muchas costas actuales. A lo largo de la línea litoral atlántica, las bahías Chesapeake y Delaware son ejemplos de grandes estuarios creados por inmersión (Figura 20.29). La pintoresca costa de Maine, particularmente en las cercanías del Parque Nacional Acadia, es otro excelente ejemplo de un área que fue inundada por

FIGURA 20.29. Estuarios principales a lo largo de la costa este de Estados Unidos. Las porciones inferiores de muchos valles fluviales se sumergieron como consecuencia de la elevación del nivel del mar que siguió al final del periodo glacial cuaternario, creando grandes estuarios como la bahía Chesapeake y la bahía Delaware.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se producen las mareas más grandes del mundo?

El mayor *intervalo mareal* del mundo (la diferencia entre mareas altas y bajas sucesivas) se encuentra en la bahía de Fundy de 258 km de longitud en el límite septentrional de Nueva Escocia. Durante las condiciones máximas de marea viva, el intervalo mareal en la desembocadura de la bahía (donde se abre al océano) es de solo 2 m, aproximadamente. Sin embargo, el intervalo mareal aumenta de manera progresiva desde la desembocadura de la bahía hacia el norte, ya que la geometría natural de la bahía concentra la energía mareal. En el límite septentrional de la cuenca Minas, el intervalo máximo de mareas vivas es de unos 17 m. Este intervalo mareal extremo deja a los barcos elevados y secos durante la marea baja (*véase* Figura 20.30).

el levantamiento posglaciar del nivel del mar y transformada en una línea litoral muy irregular.

Téngase en cuenta que la mayoría de las costas tiene historias geológicas complicadas. Con respecto al nivel del mar, muchas han emergido y luego se han hundido varias veces. Cada vez pueden conservar algo de las características creadas durante la situación previa.

MAREAS

Las **mareas** son los cambios diarios de elevación de la superficie del océano. Su elevación y rítmica caída a lo largo de las líneas de costa se conoce desde la antigüedad. Además de las olas, son los movimientos oceánicos más fáciles de observar (Figura 20.30).

Aunque conocidas durante siglos, las mareas no fueron explicadas de manera satisfactoria hasta que Isaac Newton les aplicó la ley de la gravitación. Newton demostró que hay una fuerza de atracción mutua entre dos cuerpos, y que, dado que los océanos son libres para moverse, son deformados por esta fuerza. Por consiguiente, las mareas oceánicas resultan de la atracción gravitacional ejercida sobre la Tierra por la Luna y, en menor proporción, por el Sol.

Causas de las mareas

Es fácil ver cómo la fuerza gravitacional de la Luna puede hacer que el agua se abombe en el lado de la Tierra más próximo a la Luna. Además se produce también un pandeo mareal de igual magnitud en el lado de la Tierra directamente opuesto a la Luna (Figura 20.31).

Las dos protuberancias mareales están causadas, como descubrió Newton, por el empuje de la gravedad. La gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre dos objetos, lo que significa simplemente que se debilita rápidamente con la distancia. En este caso, los dos objetos son la Luna y la Tierra. Dado que la fuerza de la gravedad disminuye con la distancia, el empuje gravitacional de la Luna sobre la Tierra es ligeramente mayor en el lado próximo de la Tierra que en el lado distante. El resultado de este empuje diferencial es el estiramiento (alargamiento) muy ligero de la Tierra «sólida». Por el contrario, el océano global, que es móvil, se deforma de manera muy notable por este efecto y produce los dos pandeos mareales opuestos.

Debido a que la posición de la Luna cambia solo moderadamente en un día, las protuberancias mareales se mantienen en posición mientras la Tierra gira «a través» de ellas. Por esta razón, si alguien permanece en la costa durante 24 h, la Tierra le hará girar a través de áreas alternativas de agua más profunda y más somera. A medida que le transporta a cada pandeo mareal, la marea se eleva, y a medida que le transporta al valle mareal, la marea baja. Por consiguiente, la mayor parte de lugares de la Tierra experimenta dos mareas altas y dos mareas bajas cada día.

FIGURA 20.30. Marea alta y marea baja en la cuenca Minas de Nueva Escocia en la bahía de Fundy. Las zonas expuestas durante la marea baja e inundadas durante la marea alta se denominan *llanuras mareales.* Las llanuras mareales son extensas (Cortesía del Departamento de Turismo y Cultura de Nueva Escocia).

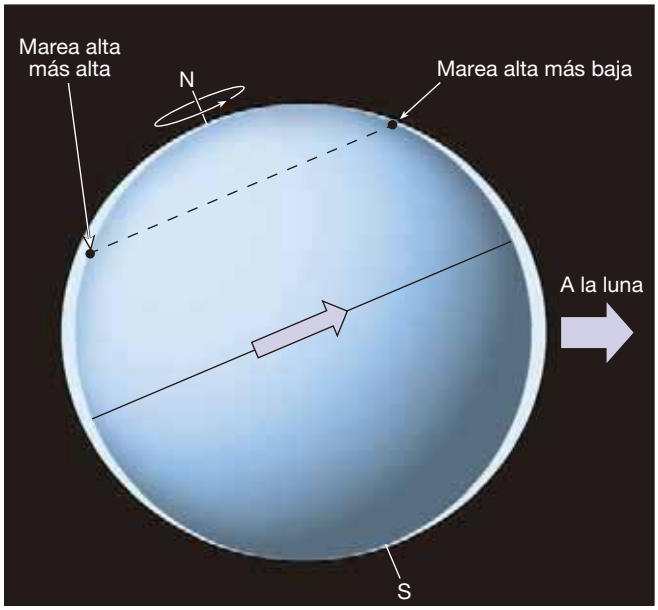


FIGURA 20.31. Pandeos mareales idealizados en la Tierra provocados por la Luna. Si la Tierra estuviera cubierta a una profundidad uniforme por agua, habría dos pandeos mareales: uno en el lado de la Tierra orientado a la Luna (derecha) y otro en el lado opuesto de la Tierra (izquierda). Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el ecuador de la Tierra. En esta situación, la rotación de la Tierra hace que un observador experimente dos mareas altas desiguales durante un día.

Además, los pandeos mareales migran conforme la Luna gira alrededor de la Tierra, aproximadamente cada 29 días. Como consecuencia, las mareas, como la hora de salida de la Luna, ocurren aproximadamente 50 minutos más tarde cada día. Después de 29 días, el ciclo se ha completado y empieza uno nuevo.

Puede haber una desigualdad entre las mareas altas en un día determinado. Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el Ecuador, como en la Figura 20.31. Esta figura ilustra que la primera marea alta experimentada por un observador en el hemisferio septentrional es considerablemente más alta que la marea alta medio día después. Por otro lado, un observador del hemisferio meridional experimentaría el efecto contrario.

Ciclo mensual de las mareas

El principal cuerpo que influye en las mareas es la Luna, que da una vuelta completa alrededor de la Tierra cada 29 días y medio. No obstante, el Sol también influye en las mareas. Es mucho mayor que la Luna, pero, debido a que está mucho más alejado, su efecto es considerablemente menor. De hecho, el potencial generador de mareas del Sol es aproximadamente solo el 46 por ciento del de la Luna.

Cuando se acercan las Lunas nueva y llena, el Sol y la Luna están alineados y sus fuerzas se suman (Figura 20.32A). Por consiguiente, la gravedad combinada de esos dos cuerpos productores de mareas produce pandeos mareales más altos (mareas altas) y valles mareales más bajos (mareas bajas), lo que produce un gran intervalo mareal. A estas se las denomina **mareas vivas**, que tienen lugar dos veces al mes, cuando el sistema Tierra-Luna-Sol está alineado. A la inversa, aproximadamente cuando la Luna está en cuarto creciente y cuarto menguante, las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol actúan sobre la Tierra según ángulos rectos, y cada una compensa parcialmente la influencia de la otra (Figura 20.32B). Como consecuencia, el espectro mareal diario es menor. Se denominan **mareas muertas** y también se producen dos veces al mes. Así, cada mes hay dos mareas vivas y dos mareas muertas, cada una con una separación aproximada de una semana.

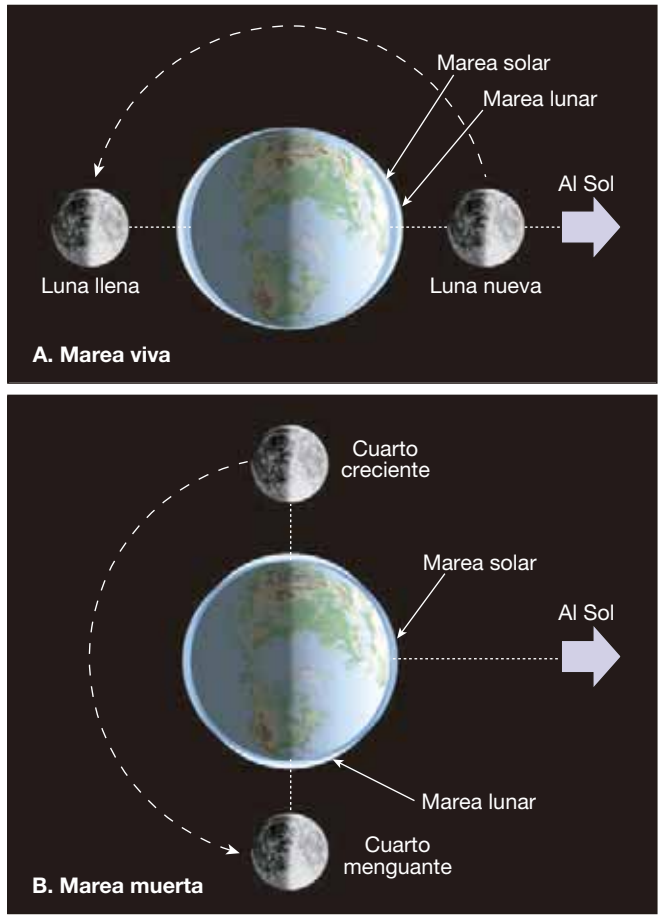


FIGURA 20.32. Las posiciones de la Tierra, la Luna y el Sol y las mareas. A. Cuando la Luna es llena o nueva, los pandeos mareales creados por el Sol y la Luna están alineados, hay un gran intervalo mareal en la Tierra y se producen *mareas vivas.* B. Cuando la Luna está en cuarto creciente o menguante, los pandeos mareales producidos por la Luna se sitúan en ángulo recto en relación con los pandeos creados por el Sol. Los intervalos mareales son menores y se producen *mareas muertas.*

Modelos mareales

Hasta aquí, hemos explicado las causas y los modelos básicos de las mareas. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que estas consideraciones teóricas no pueden utilizarse para predecir ni la altura ni el momento de las mareas reales en un lugar concreto. Eso se debe a que muchos factores, como la forma de las líneas costeras, la configuración de las cuencas oceánicas y la profundidad del agua, influyen mucho en las mareas. Por consiguiente, en localizaciones diversas, las mareas responden de diferente manera a las fuerzas que las producen. Al ser esto así, la naturaleza de la marea en cualquier lugar puede determinarse con más precisión mediante observación real. Las predicciones de las tablas mareales y los datos mareales en las cartas náuticas se basan en esas observaciones.

En el mundo existen tres modelos mareales principales. Un **modelo mareal diurno** (*diurno* = al día) se caracteriza por una sola marea alta y una sola marea baja cada día mareal (Figura 20.33). Las mareas de este tipo se producen a lo largo de la orilla septentrional del golfo de México, entre otros lugares. Un **modelo mareal semidiurno** (*semi* = dos; *diurno* = al día) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas cada día mareal, teniendo las dos mareas altas la misma altura aproximada y las dos mareas bajas también (Figura 20.33). Este tipo de modelo mareal es común a lo largo de la costa atlántica de Estados Unidos. Un **modelo mareal mixto** es similar al modelo semidiurno, pero se caracteriza por una gran desigualdad en las alturas de las mareas altas, las de las mareas bajas, o ambas (Figura 20.33). En este caso, suele haber dos mareas altas y dos mareas bajas cada día, teniendo las dos mareas altas diferentes alturas y las dos mareas bajas diferentes alturas. Estas mareas predominan a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos y en muchas otras partes del mundo.

Corrientes mareales

Corriente mareal

La expresión **corriente mareal** se utiliza para describir el flujo *horizontal* del agua que acompaña la elevación y el descenso de la marea. Estos movimientos de agua inducidos por las fuerzas mareales pueden ser importantes en algunas áreas costeras. Las corrientes mareales fluyen en una dirección durante una parte del ciclo mareal e invierten su flujo durante la otra parte. Las corrientes mareales que avanzan hacia la zona costera cuando la marea sube se denominan **flujo mareal**. A medida que la marea baja, el movimiento mar adentro del agua genera **reflujo de la marea**. Los periodos de poca o ninguna corriente, denominados *agua muerta*, separan el flujo y el reflujo de la marea. Las áreas afectadas por estas corrientes mareales alternas se denominan **llanuras mareales** (*véase* Figura 20.30). Dependiendo de la naturaleza de la zona costera, las llanuras mareales varían, en dirección al mar, desde estrechas franjas de la playa hasta zonas extensas que pueden prolongarse durante varios kilómetros.

Aunque las corrientes mareales no son importantes en mar abierto, pueden ser rápidas en las bahías, los estuarios fluviales, los istmos y otros lugares estrechos. En la costa de la Bretaña francesa, por ejemplo, las corrientes mareales que acompañan a la marea alta de 12 m pueden alcanzar una velocidad de 20 km por

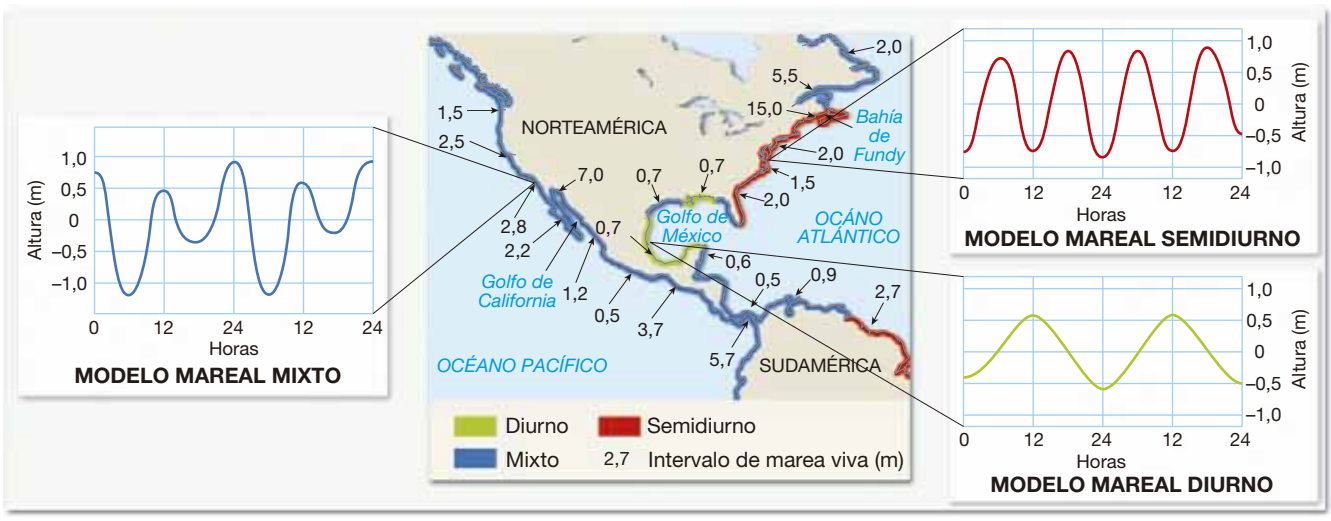


FIGURA 20.33. Modelos mareales y existencia a lo largo de partes de las líneas de costa del norte y el sur del continente americano. Un modelo mareal diurno (abajo a la derecha) exhibe una marea alta y una baja cada día mareal. Un modelo semidiurno (arriba a la derecha) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de altura aproximadamente igual cada día mareal. Un modelo mareal mixto (izquierda) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de alturas diferentes durante cada día mareal.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Predicción de los huracanes

RECUADRO 20.2

Un lugar que está tan solo a unos pocos cientos de kilómetros de un huracán (apenas a un día de distancia) puede experimentar cielos despejados y escasos vientos. Antes de la llegada de los satélites meteorológicos, una situación así dificultaba mucho poder avisar a las personas de la llegada de una tormenta. El fatal huracán que devastó Galverston, Texas, en 1900 es un trágico ejemplo (Figura 20.C), ya que tomó completamente por sorpresa a los habitantes de esta vulnerable isla de barrera que no sospechaban nada.

Hoy tenemos el beneficio de contar con diversas herramientas de observación. Empleando datos de los satélites, aviones de reconocimiento, radares costeros y boyas de datos remotos junto con sofisticados modelos por ordenador, los meteorólogos supervisan y predicen los movimientos e intensidad de los huracanes. El objetivo es la emisión de avisos y alertas a tiempo. En Estados Unidos los sistemas de aviso precoz han reducido considerablemente la cantidad de muertes por huracanes. Al mismo tiempo, sin embargo, se ha producido un incremento astronómico en la cantidad de daños a la propiedad. La razón principal para esta última tendencia es el rápido crecimiento de la población y el desarrollo urbanístico en las zonas del litoral que lo acompaña.

FIGURA 20.C. Secuelas tras el huracán Galveston que, el 8 de septiembre de 1900, azotó a una ciudad desprevenida y poco preparada. Fue el peor desastre natural de la historia estadounidense. Manzanas completas fueron arrasadas, mientras que montañas de derrubios se acumularon alrededor de los pocos edificios que quedaban en pie (AP Photo).

Alertas y avisos de huracanes

Una *alerta de huracán* es un anuncio de que un huracán plantea una amenaza probable, normalmente en las 36 h siguientes, dirigido a zonas concretas del litoral. Por el contrario un *aviso de huracán* se emite cuando se esperan vientos de 119 km por hora o mayores dentro de una zona litoral específica en 24 h o menos. El aviso de huracán puede permanecer vigente mientras se mantiene un peligroso nivel del agua elevado o una combinación de un nivel elevado con olas inusualmente grandes, aunque los vientos puedan ser inferiores a lo que se considera la potencia de un huracán.

Dos factores son especialmente importantes en el proceso de decisión de la alerta y el aviso. En primer lugar, es imprescindible que haya un tiempo de antelación adecuado para proteger vidas, y en menor medida, las propiedades. En segundo lugar, los meteorólogos deben intentar que las falsas alarmas sean las mínimas posibles, lo que puede ser una ardua tarea. Por supuesto, la decisión de emitir un aviso está en un delicado equilibrio entre la necesidad de proteger a la población por un lado y por otro, el objetivo de conseguir que las falsas alarmas sean muy pocas.

Predicción de huracanes

La predicción de huracanes es una parte fundamental de cualquier programa de alertas. Hay varios aspectos que pueden formar parte de dichas predicciones. Por supuesto es imprescindible saber hacia donde se dirige una tormenta. El camino previsto de una tormenta se denomina *predicción del recorrido*. Por supuesto, también es interesante conocer la intensidad (potencia de los vientos), las cantidades posibles de precipitaciones y el tamaño probable del oleaje de tormenta.

Es probable que la predicción del recorrido sea la información más básica, porque la predicción exacta de otras características de la tormenta no tiene apenas utilidad si no se sabe a ciencia cierta hacia donde se dirige la tormenta. Una predicción exacta del recorrido es importante porque puede facilitar la evacuación de la zona de oleaje a tiempo, donde normalmente ocurren la mayoría de las muertes. Por fortuna, las predicciones de recorrido han ido mejorando. Entre 2001 y 2005, los errores de predicción eran más o menos la mitad de los que hubo en 1990. Durante las temporadas de huracanes en el Atlántico tan activas en 2004 y 2005, la predicción de recorrido con 12-72 h de antelación estuvo en o cerca de niveles récord. En consecuencia, la amplitud de las predicciones de recorrido oficiales emitidas por el National Hurricane Center fue extendida de tres a cinco días (Figura 20.D). Las predicciones de recorrido de cinco días son hoy tan precisas como lo eran las de tres días hace 15 años. La mayor parte del progreso se debe a los mejorados modelos por ordenador y a un aumento en la cantidad de datos de satélite de la superficie de los océanos.

A pesar de haber mejorado la precisión, la incertidumbre en las predicciones también requiere que se emitan avisos de huracanes para zonas litorales relativamente amplias. Durante el intervalo de 2000 a 2005, la longitud media de línea litoral bajo

---

Según «Hurricane Forecasting in the United States: An Information Statement of the AMS», en el *Bulletin of the American eteorological ociety,* vol. 88, n.º. 6, junio de 2007, pp. 950-953.

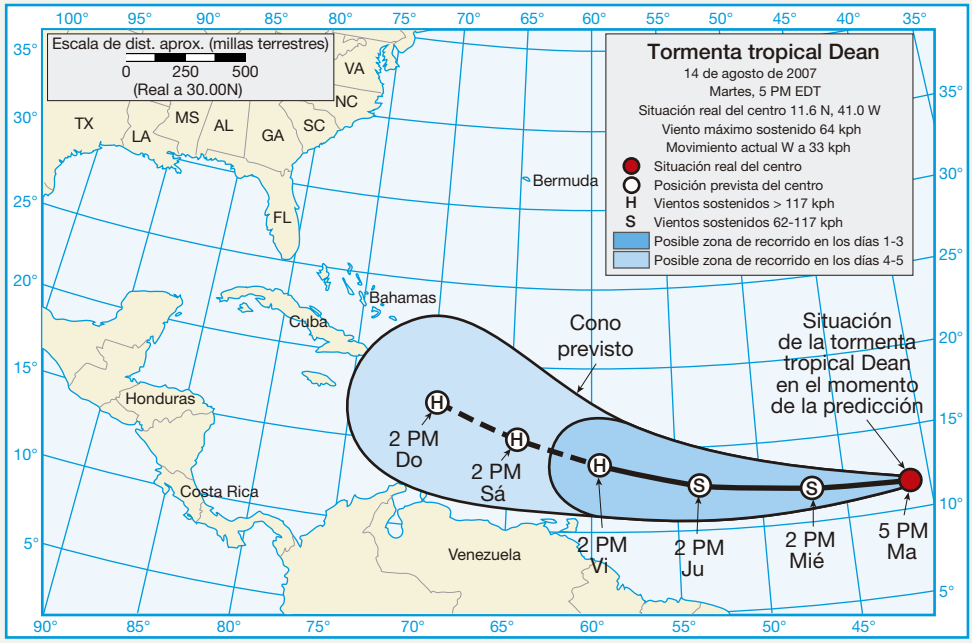


FIGURA 20.D. Predicción de recorrido de cinco días para la tormenta tropical Dean emitida a las 5 de la tarde EDT, el martes 14 de agosto de 2007. Cuando el National Hurricane Centre emite una previsión de recorrido de un huracán se denomina un *cono de predicción*. El cono representa el posible recorrido del centro de la tormenta y se forma encapsulando la zona afectada con un conjunto de círculos a lo largo del recorrido previsto (a las 12, 24, 36 h, etc.). El tamaño de cada círculo se vuelve mayor con el tiempo. En función de las estadísticas de 2003-2007 el recorrido completo de un ciclón tropical en el Atlántico puede mantenerse dentro del cono casi un 60 a 70 por ciento del tiempo (National Weather Service/National Hurricane Center).

aviso de huracanes en los Estados Unidos fue de 510 km. Esto supone una mejora significativa con respecto a la década anterior, con una media de 730 km. Sin embargo, solo una cuarta parte de la zona de aviso media experimenta las condiciones de huracán.

Mientras que la predicción de recorrido ha mejorado, los errores en las predicciones de la intensidad (velocidad del viento) de los huracanes no han variado de forma significativa en 30 años. Las predicciones precisas de las precipitaciones que dejan los huracanes cuando toman tierra siguen siendo esquivas también. Sin embargo, las predicciones exactas del oleaje de tormenta inminente son posibles cuando se dispone del recorrido de la tormenta y de la estructura del viento superficial, y además se cuenta con datos fiables sobre la topografía litoral y de mar adentro (bajo el agua).

hora. Si bien las corrientes mareales no son por lo general agentes de erosión ni de transporte de sedimentos importantes, se producen notables excepciones cuando las mareas se mueven a través de estrechas ensenadas. Aquí, remueven constantemente las pequeñas entradas a muchos buenos puertos que, de lo contrario, se bloquearían.

A veces, las corrientes mareales crean depósitos denominados **deltas mareales** (Figura 20.34). Pueden desarrollarse bien como *deltas de inundación* tierra adentro de una ensenada o como *deltas de reflujo* en el lado de una ensenada que se dirige al mar. Dado que la actividad de las olas y las corrientes litorales está reducida en el lado protegido, tierra adentro, los deltas de inundación son más comunes y más destacados (*véase* Figura 20.15A). Se forman después de que una corriente mareal se mueva rápidamente a través de una ensenada. A medida que la corriente emerge del estrecho

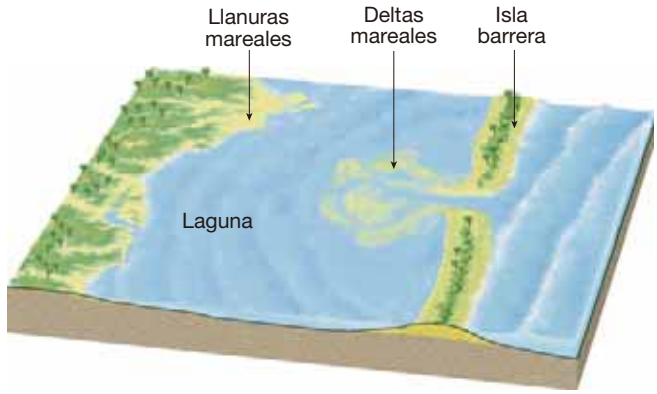


FIGURA 20.34. Debido a que este delta mareal se está formando en las aguas relativamente tranquilas del lado tierra adentro de una isla barrera, se denomina delta de inundación. Cuando emerge una corriente mareal de movimiento rápido desde la ensenada, disminuye su velocidad y deposita sedimentos. Las formas de los deltas mareales son variables.

pasillo hacia aguas más abiertas, se ralentiza y deposita su carga de sedimento.

Mareas y rotación de la Tierra

Mediante fricción contra el fondo de las cuencas oceánicas, las mareas actúan como débiles frenos que ralentizan firmemente la rotación de la Tierra. El ritmo de esta disminución de la velocidad, sin embargo, no es grande. Los astrónomos, que han medido con precisión la longitud del día durante los últimos 300 años, han descubierto que está aumentando a razón de 0,002 segundos por siglo. Aunque esto pueda parecer insignificante, a lo largo de millones de años este pequeño efecto será muy grande. Por último, dentro de miles de millones de años, la rotación cesará y la Tierra ya no tendrá días y noches alternos.

Si la rotación de la Tierra está disminuyendo de velocidad, la longitud de cada día debe haber sido más corta y el número de días por año debe haber sido mayor en el pasado geológico. Un método utilizado para investigar este fenómeno es el del examen microscópico de los caparazones de ciertos invertebrados. Las almejas y los corales, así como otros organismos, desarrollan una delgada capa microscópica de nuevo material de caparazón cada día. Estudiando los anillos de crecimiento diario de algunos ejemplares fósiles bien conservados, podemos determinar el número de días de un año. Estudios realizados utilizando esta ingeniosa técnica indican que al principio del Cámbrico, hace unos 540 millones de años, la longitud del día era solo de 21 h. Dado que la longitud del año, que viene determinada por el giro de la Tierra alrededor del Sol, no cambia, el año Cámbrico contenía 424 días de 21 h. A finales del Devónico, hace unos 365 millones de años, un año constaba de unos 410 días, y cuando empezaba el Pérmico, hace unos 290 millones de años, había 390 días al año.

CAPÍTULO 20 Líneas de costa

RESUMEN

- El *litoral* es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la elevación más alta de la tierra afectada por las olas de los temporales. La *costa* se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde aún pueden encontrarse estructuras relacionadas con el océano. El litoral se divide en *playa baja* y *playa alta.* En dirección al mar desde la anteplaya se hallan la *zona de ribera cercana* y la *zona de prerribera.*
- Una *playa* es una acumulación de sedimento situada a lo largo del borde continental del océano o de un lago. Entre sus partes, hay una o más *bermas* y el *frente de playa.* Las playas están compuestas del material que abunda en la zona y deben considerarse material en tránsito a lo largo de la costa.
- *Las olas son energía en movimiento* y *el viento inicia la mayoría de olas oceánicas.* Los tres factores que influyen en la *altura,* la *longitud* y el *periodo* de una ola son: (1) la *velocidad del viento,* (2) *el tiempo durante el cual ha soplado el viento* y (3) el *fetch,* la distancia que el viento ha recorrido a través de mar abierto. Una vez que las olas salen de la zona de tormenta, se denominan *mar de fondo* y constituyen olas simétricas con una mayor longitud de onda.
- A medida que las olas se desplazan, las *partículas de agua transmiten energía mediante el movimiento orbital circular,* que se extiende a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda. Cuando una ola se desplaza hacia el agua somera, experimenta cambios físicos que pueden hacer que la ola se desplome o *rompa* y forme *arrastre.*
- La erosión de las olas es causada por la *presión de impacto de la ola* y la *abrasión* (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca). La flexura de las olas se denomina *refracción de la ola.* Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los salientes de tierra.
- La mayoría de las olas alcanza la costa en ángulo. La batida y retroceso del agua de cada ola rompiente mueve el sedimento según un modelo en zigzag a lo largo de la playa. Este movimiento, denominado *deriva litoral o de playa,* puede transportar la arena centenares o incluso miles de metros cada día. Las olas oblicuas producen también *corrientes litorales* dentro de la zona de oleaje que fluye en paralelo a la costa.
- Las formas producidas por la erosión de la línea de costa son los *acantilados litorales* (que se originan debido a la acción cortante del oleaje contra la base del terreno costero), las *plataformas de abrasión* (superficies relativamente planas que quedan tras el retroceso de los acantilados), los *arcos* (formados cuando un cabo de tierra es erosionado y dos cuevas de los lados opuestos se unen) y las *chimeneas* (que se forman cuando se hunde el techo de un arco).

- Algunos de los rasgos deposicionales formados cuando el sedimento es movido por la deriva litoral y las corrientes litorales son las *flechas* (crestas alargadas de arena que se proyectan desde la tierra en la desembocadura de una bahía adyacente), las *barras de bahía* (barras de arena que atraviesan por completo una bahía) y los *tómbolos* (cúmulos de arena que conectan una isla con el continente o con otra isla). A lo largo de las llanuras de la costa atlántica y del Golfo, la zona litoral se caracteriza por *islas barrera,* crestas bajas de arena que discurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre los 3 y los 30 km.
- Factores locales que influyen en la erosión de la línea de costa son: (1) la proximidad de una costa a ríos cargados de sedimento; (2) el grado de actividad tectónica; (3) la topografía y la composición del terreno; (4) los vientos y las condiciones meteorológicas predominantes, y (5) la configuración de la línea de costa y de las zonas próximas al litoral.
- La *estabilización firme* consiste en la construcción de estructuras masivas y resistentes para intentar proteger una costa de la erosión o impedir el movimiento de arena a lo largo de la playa. La estabilización firme incluye los *espigones* (paredes bajas construidas en ángulo recto a la costa para retener la arena en movimiento), los *rompeolas* (estructuras paralelas a la costa para protegerla de la fuerza de las grandes olas rompientes) y los *diques* (que acorazan la costa para impedir que las olas alcancen la zona situada detrás del muro). Entre las *alternativas a la estabilización firme* se cuentan la *alimentación de playa*, que supone la adición de arena para rellenar las playas erosionadas, y el *traslado* de los edificios dañados o amenazados.
- Debido a las diferencias geológicas básicas, *la naturaleza de los problemas de erosión de la costa a lo largo de las costas atlántica y pacífica de Norteamérica es muy diferente.* Gran parte del desarrollo ocurrido a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera, que reciben toda la fuerza de las grandes tormentas. Gran parte de la costa del Pacífico se caracteriza por estrechas playas respaldadas por escarpados acantilados y cordilleras montañosas. Un importante problema al que se enfrenta la línea de costa del Pacífico es un estrechamiento de las playas causado por la interrupción del flujo natural de los materiales a la costa debido a la construcción de presas para regadío y para el control de inundaciones.
- Los daños causados por los huracanes dependen de varios factores, como el tamaño y la densidad de población de la zona afectada, así como la configuración del fondo cercano al litoral, pero el factor más importante es la potencia de la propia tormenta. La escala *Saffir-Simpson* clasifica las intensidades relativas de los huracanes. Una tormenta de categoría 5 es la de mayor intensidad y una de categoría 1, la de menor. El daño provocado por los huracanes puede clasificarse en tres categorías: (1) *oleaje de tormenta*, que es más intenso en la cara derecha del ojo, donde los vientos soplan hacia el litoral, sucede cuando una cortina de agua barre el litoral cerca del lugar donde toma tierra el ojo; (2) *daño eólico*; y (3) *inundación tierra adentro*, causada por las lluvias torrenciales que acompañan a la mayoría de los huracanes.
- Una clasificación habitualmente utilizada de las costas se basa en los cambios que han ocurrido con respecto al nivel del mar. Las *costas de emersión,* a menudo con acantilados litorales y plataformas de abrasión por encima del nivel del mar, se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las *costas de inmersión,* con sus desembocaduras fluviales inundadas, denominadas *estuarios,* se crean cuando el nivel del mar se eleva o la tierra adyacente al mar se hunde.
- Las *mareas,* el ascenso y descenso diarios en la elevación de la superficie del océano en lugares determinados, están causadas por la *atracción gravitacional* de la Luna y, en una menor proporción, por el Sol. La Luna y el Sol producen un par de *pandeos mareales* en la Tierra cada uno. Estos pandeos mareales permanecen en posiciones fijas en relación con los cuerpos que se generan a medida que la Tierra rota a través de ellos, lo cual resulta en mareas altas y bajas alternas. Las *mareas vivas* tienen lugar cuando se aproximan los periodos de Luna llena y Luna nueva, cuando el Sol y la Luna están alineados y sus pandeos se suman y producen mareas especialmente altas y bajas (un *gran intervalo mareal diario*). A la inversa, las *mareas muertas* se producen alrededor de los periodos de cuarto creciente y cuarto menguante de la Luna, cuando los pandeos de la Luna y el Sol se sitúan en ángulo recto, lo cual produce un *intervalo mareal diario menor.*
- *En el mundo existen tres modelos mareales principales.* Un *modelo mareal diurno* exhibe una marea alta y una baja cada día; un *modelo mareal semidiurno* exhibe dos mareas altas y dos bajas aproximadamente de la misma altura cada día; y un *modelo mareal mixto* suele tener dos mareas altas y dos bajas de diferentes alturas cada día.
- Las *corrientes mareales* son movimientos horizontales del agua que acompañan a la subida y bajada de las mareas. Las *llanuras mareales* son las áreas que se ven afectadas por el avance y retroceso de las corrientes mareales. Cuando las corrientes mareales disminuyen de velocidad después de emerger de ensenadas estrechas, depositan el sedimento que finalmente crearán los *deltas mareales.*

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abrasión, 634
acantilado litoral, 638
alimentación de playa, 646
altura de ola, 631
arco litoral, 639
arrastre, 633
barra de bahía, 640
berma, 630
chimenea litoral, 639
corriente litoral, 638
corriente mareal, 658
costa, 629
costa de emersión, 655
costa de inmersión, 655
delta mareal, 660
deriva litoral o de playa, 636
dique, 645
espigón, 644
estabilización firme, 643
estuario, 655
fetch, 631
flecha, 640
flujo mareal, 658
frente de playa, 630
isla barrera, 640
línea de costa, 629
línea litoral, 629
litoral, 629
llanura mareal, 658
longitud de onda, 631
malecón, 643
marea, 656
marea muerta, 657
marea viva, 657
modelo mareal diurno, 658
modelo mareal mixto, 658
modelo mareal semidiurno, 658
ojo, 652
oleaje de temporal, 652
pared de ojo, 652
periodo de ola, 631
plataforma de abrasión, 638
playa, 630
playa alta, 630
playa baja, 630
rasa, 639
reflujo de la marea, 658
refracción de la ola, 635
rompeolas, 644
tómbolo, 640
zona de prerribera, 630
zona de ribera cercana, 630
zona litoral, 629

PREGUNTAS DE REPASO

1. Distinga entre litoral, línea litoral, costa y línea de costa.
2. ¿Qué es una playa? Distinga brevemente entre frente de playa y berma. ¿De dónde proceden los sedimentos de la playa?
3. Enumere tres factores que determinen la altura, la longitud de onda y el periodo de una ola.
4. Describa el movimiento de un objeto flotante cuando pasa una ola (*véase* Figura 20.6).
5. Describa los cambios físicos que se producen en la velocidad, la longitud de onda y la altura de una ola a medida que esta avanza hacia el agua somera y rompe.
6. Describa dos maneras mediante las cuales las olas causan erosión.
7. ¿Qué es la refracción de las olas? ¿Cuál es el efecto de este proceso a lo largo de las líneas de costa irregulares? (*véase* Figura 20.10).
8. ¿Por qué a menudo las playas se denominan «ríos de arena»?
9. Describa la formación de los siguientes elementos: acantilados litorales, plataformas de abrasión, estructuras rasas, flechas, barras de bahía y tómbolos.
10. Enumere tres maneras mediante las cuales se originan las islas barrera.
11. ¿En que dirección mueve la arena la deriva litoral y las corrientes litorales en la Figura 20.20? ¿Se mueve hacia la parte superior izquierda o hacia la parte inferior derecha de la foto?
12. Enumere algunos ejemplos de estabilización firme y describa para qué sirve cada uno. ¿Qué efecto tiene cada uno en la distribución de arena en la playa?
13. Enumere dos alternativas a la estabilización firme, indicando los posibles problemas con cada una.
14. Relacione la formación de presas en los ríos con el encogimiento de las playas en muchos lugares a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos. ¿Por qué las playas más estrechas inducen una retirada acelerada de los acantilados marinos?
15. El daño causado por un huracán puede dividirse en tres amplias categorías, enumérelas. ¿Qué categoría es la responsable del mayor número de muertes relacionadas con los huracanes?
16. ¿Qué rasgos observables le inducirían a clasificar un área costera como de emersión?
17. ¿Están los estuarios asociados con costas de inmersión o de emersión? Explíquelo.
18. Comente el origen de las mareas oceánicas. Explique por qué la influencia del Sol en las mareas terrestres es solo aproximadamente la mitad de la correspondiente a la Luna, aunque el Sol es mucho mayor que la Luna.

19. Explique por qué un observador puede experimentar dos mareas altas distintas durante un mismo día (*véase* Figura 20.31).
20. ¿En qué se diferencian los modelos mareales diurno, semidiurno y mixto?
21. Distinga entre flujo y reflujo mareal.
22. ¿Cómo han afectado las mareas a la rotación de la Tierra? ¿Cómo demuestran los geólogos esta idea?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 21

El cambio climático global

El clima es el agregado a largo plazo del tiempo atmosférico. Es más que una expresión de las condiciones atmosféricas promedio. Para retratar con precisión el carácter de un lugar o una zona, deben incluirse las variaciones y extremos. Cualquiera que tenga la oportunidad de viajar por el mundo encontrará tal increíble variedad de climas que resulta difícil creer que todos puedan existir en el mismo planeta. El clima influye con fuerza en la vida vegetal y animal, el suelo y muchos de los procesos de la superficie terrestre. El clima influye también en las personas.

EL CLIMA Y LA GEOLOGÍA ESTÁN CONECTADOS

El clima tiene un efecto profundo sobre muchos procesos geológicos. Cuando el clima cambia, estos procesos responden. Una breve mirada retrospectiva al ciclo de las rocas en el Capítulo 1 (pág. 39) nos recuerda muchas de las conexiones. Por supuesto, la meteorización de las rocas tiene una conexión obvia con el clima, así como los procesos que actúan en los paisajes áridos, tropicales y glaciares. Acontecimientos como las coladas de derrubios y las inundaciones de los ríos suelen estar desencadenadas por acontecimientos atmosféricos como periodos de lluvias extraordinarias. La atmósfera es claramente un vínculo básico en el ciclo hidrológico. Otras conexiones clima-geología implican el efecto de procesos internos sobre la atmósfera. Por ejemplo, las partículas y los gases emitidos por los volcanes pueden modificar la composición de la atmósfera, y la formación de las montañas puede tener un efecto significativo sobre los patrones regionales de temperatura, precipitación y viento.

El clima no solo varía de un lugar a otro, sino que también es naturalmente variable con el tiempo. Durante toda la gran extensión de la historia terrestre, mucho antes de que los humanos se pasearan por el planeta, hubo muchos cambios, de calor a frío y de húmedo a seco, y viceversa. El registro geológico es el almacén de datos que confirma este hecho.

El estudio de los sedimentos, las rocas sedimentarias y los fósiles demuestra claramente que, a través de los siglos, prácticamente todos los lugares de nuestro planeta han experimentado amplias oscilaciones en el clima, como desde las glaciaciones hasta condiciones asociadas con los pantanos carboníferos subtropicales o las dunas del desierto. En el Capítulo 22, «*La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico*», se refuerza este hecho. Las escalas temporales para el cambio climático van de décadas a millones de años.

¿Qué factores han sido responsables de las variaciones climáticas durante la historia de la Tierra? Uno de los aspectos tratados en este capítulo son las causas naturales del cambio climático.

En la actualidad, el cambio climático global no es solo un tema de «interés académico» para un grupo de científicos curiosos por la historia terrestre. Antes bien, el tema ocupa titulares. Muchas personas no solo sienten curiosidad, sino que están preocupados por las posibilidades. ¿Por qué interesa el cambio climático? La razón es que la investigación sobre las actividades humanas y su impacto en el ambiente ha demostrado que las personas están cambiando el clima. A diferencia de los cambios ocurridos en el pasado, que eran variaciones naturales, el cambio climático actual está dominado por la influencia humana, que es lo suficientemente grande como para exceder los límites de la variabilidad natural. Además, es probable que estos cambios continúen durante muchos siglos. Los efectos de esta aventura desconocida con el clima podrían ser muy perturbadores, no solo para los seres humanos, sino también para muchas otras formas de vida.

¿Cómo se determinan los detalles de los climas pasados? ¿En qué medida esta información nos resulta útil ahora? ¿Cómo están cambiando los seres humanos el clima global? ¿Cuáles son las posibles consecuencias?

EL SISTEMA CLIMÁTICO

A lo largo de todo este libro se le ha recordado que la Tierra es un sistema multidimensional, compuesto por partes interactuantes. Un cambio en una de las partes puede producir cambios en cualquiera o en todas las demás partes, a menudo en formas que ni son obvias ni son inmediatamente aparentes. Este hecho es desde luego cierto cuando se trata del estudio del clima y del cambio climático.

Para entender y apreciar el clima, es importante darse cuenta de que en él interviene algo más que la simple atmósfera (Figura 21.1):

> La atmósfera es el componente central del sistema ambiental global complejo, conectado e interactivo del cual depende la vida. El clima puede definirse en sentido amplio como el comportamiento a largo plazo de este sistema ambiental. Para entenderlo por completo y predecir los cambios en el componente atmosférico del sistema climático, deben entenderse el Sol, los océanos, los casquetes polares, la tierra sólida y todas las formas de vida[1].

De hecho, debemos reconocer que hay un **sistema climático** que abarca la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera, la biosfera y la criosfera. (Por criosfera se entiende el hielo y la nieve que existen en la superficie terrestre.) El sistema climático *incluye los intercambios de energía y humedad que se producen entre las cinco esferas*. Estos intercambios vinculan la atmósfera con las otras esferas de modo que el completo funciona como una unidad interactiva, extremadamente compleja. Los cambios en el sistema climático no se producen de manera aislada. Todo lo contrario, cuando cambia una parte de dicho sistema, los otros componentes también reaccionan. Los principales componentes del sistema climático se muestran en la Figura 21.2.

[1] The American Meterological Society and the University Corporation for Atmospheric Research, «Weather and the Nation's Well-Being», *Bulletin of the American Meteorological Society,* 73, n.º 12 (diciembre de 2001), pág. 2038.

FIGURA 21.1. Reflejo de lago en el Parque Nacional Mountain Rainier de Washington. Los glaciares siguen esculpiendo esta gran montaña volcánica. Los cinco componentes principales del sistema climático están representados en esta imagen (Foto de Art Wolfe).

¿CÓMO SE DETECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO?

En la actualidad se dispone de equipos de alta tecnología y precisión para estudiar la composición y la dinámica de la atmósfera. Pero estas herramientas son invenciones recientes y, por tanto, llevan suministrando datos desde hace poco tiempo. Para entender por completo el comportamiento de la atmósfera y anticipar el cambio climático futuro, debemos descubrir de algún modo cómo ha cambiado el clima a lo largo de amplios periodos de tiempo.

Los registros instrumentales datan como mucho de hace un par de siglos y, cuanto más nos retrotraemos, menos completos y menos fiables son. Para superar esta falta de medidas directas, los científicos deben descifrar y reconstruir los climas pasados utilizando evidencias indirectas. Estos **datos indirectos** proceden de los registros naturales de la variabilidad climática, como los sedimentos del fondo oceánico, el hielo de los glaciares, el polen fosilizado y los anillos de crecimiento de los árboles, así como de los documentos históricos. Los científicos que analizan los datos indirectos y reconstruyen los climas pasados se dedican a la **paleoclimatología**. El principal objetivo de ese trabajo es entender el clima del pasado para evaluar el clima actual y el posible clima futuro en el contexto de la variedad climática natural. A continuación, examinaremos brevemente algunas de las importantes fuentes de datos indirectos.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es la diferencia entre meteorología y clima?

El término meteorología se refiere al estado de la atmósfera en un momento y lugar determinados. Los cambios meteorológicos son frecuentes y a veces parecen erráticos. El clima es una descripción de las condiciones meteorológicas agregadas basadas en observaciones realizadas a lo largo de muchas décadas. El clima se define a menudo simplemente como «la meteorología promedio», pero esta definición es inadecuada porque las variaciones y los extremos forman parte también de una descripción del clima.

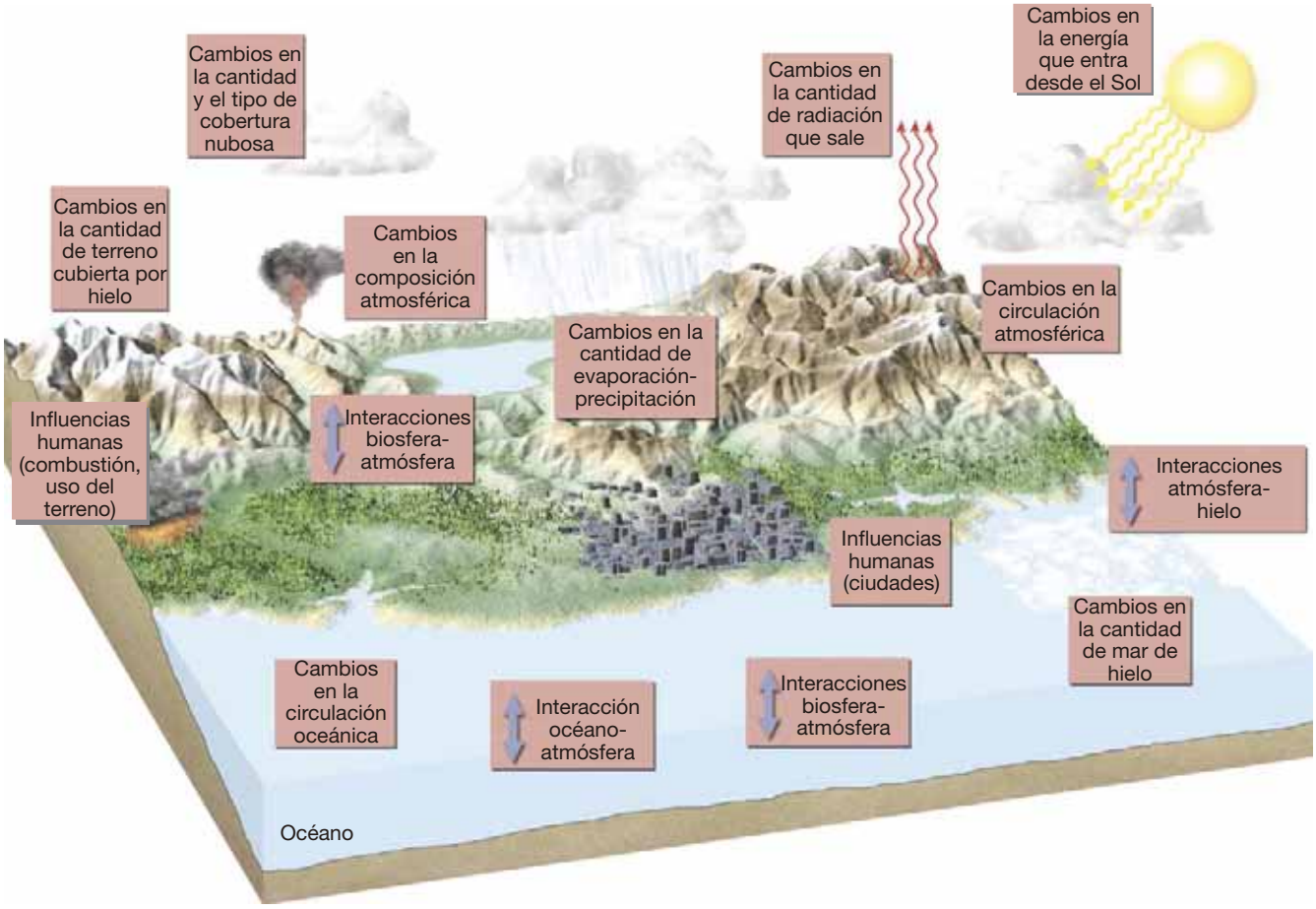


FIGURA 21.2. Vista esquemática que muestra los diversos componentes del sistema climático de la Tierra. Se producen muchas interacciones entre los diversos componentes en una amplia diversidad de escalas espaciales y temporales, lo que hace que el sistema sea extremadamente complejo.

El sedimento del fondo oceánico, un almacén de datos climáticos

Sabemos que las partes del sistema Tierra están conectadas, de modo que un cambio en una parte puede producir modificaciones en cualquiera de las demás, o en todas. En este ejemplo, veremos cómo los cambios en las temperaturas atmosféricas y oceánicas se reflejan en la naturaleza de la vida en el mar.

La mayoría de los sedimentos oceánicos contiene los restos de organismos que vivieron una vez cerca de la superficie del mar (la interfase océano-atmósfera). Cuando dichos organismos próximos a la superficie mueren, sus caparazones se sedimentan lentamente en el fondo del océano, donde acaban convirtiéndose en parte del registro sedimentario (Figura 21.3). Estos sedimentos del fondo oceánico son registros sutiles del cambio climático mundial, porque el número y los tipos de organismos que viven cerca de la superficie del mar cambian con el clima:

> Cabría esperar que en cualquier zona de la interfase océano/atmósfera, la temperatura promedio anual del agua de superficie del océano se aproximara a la de la atmósfera contigua. El equilibrio de temperatura establecido entre el agua de la superficie del mar y el aire que está por encima debe significar que… cambios en el clima deben reflejarse en cambios en los organismos que viven cerca de la superficie del mar profundo… Cuando recordamos que los sedimentos del fondo oceánico en enormes áreas del océano constan fundamentalmente de caparazones de foraminíferos pelágicos, y que esos animales son sensibles a las variaciones de la temperatura del agua, resulta obvia la conexión entre dichos sedimentos y el cambio climático[2].

Por tanto, buscando comprender el cambio climático, así como otras transformaciones medioambientales, los científicos están agujereando el enorme reservorio de datos constituido por los sedimentos del fondo oceánico.

[2] Richard F. Flind, *Glacial and Quaternary Geology* (New York: John Wiley & Sons, 1971), pág. 718.

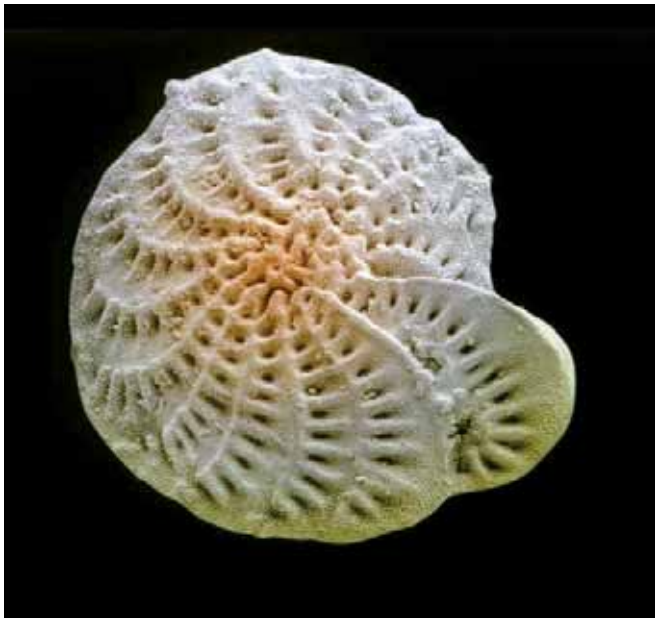


FIGURA 21.3. Imagen del caparazón de un foraminífero tomada al microscopio electrónico de barrido. Estos diminutos microorganismos unicelulares son sensibles incluso a mínimas fluctuaciones de temperatura. Los sedimentos del fondo oceánico que contienen fósiles como este son registros útiles del cambio climático (Foto de Andrew Syred/Photo Researchers, Inc.).

Los testigos de perforación del sedimento recogidos por los barcos perforadores y otros buques de investigación han proporcionado datos de valor incalculable que han ampliado de manera significativa nuestro conocimiento y comprensión de los climas pasados (Figura 21.4).

Un ejemplo notable de la importancia de los sedimentos del fondo oceánico para nuestra comprensión del cambio climático se relaciona con el desciframiento de las condiciones atmosféricas fluctuantes reinantes durante la Edad de Hielo. Los registros de los cambios de temperatura contenidos en los testigos de perforación del sedimento obtenidos del suelo oceánico se han demostrado cruciales para nuestra comprensión actual de este reciente periodo de la historia de la Tierra[3].

Análisis de los isótopos de oxígeno

El **análisis de los isótopos de oxígeno** se basa en la determinación precisa de la proporción entre dos isótopos del oxígeno: el O^{16}, que es el más común, y el más pesado, el O^{18}. Una molécula de H_2O puede formarse a partir del O^{16} o del O^{18}. Pero el isótopo más ligero, el O^{16}, se evapora con más facilidad de los océanos. Debido a esto, la precipitación (y por ende el hielo glaciar que puede formar) se enriquece en O^{16}. Esto induce una mayor concentración del isótopo más pesado, el O^{18}, en el agua del océano. Por tanto, durante los periodos en los cuales los glaciares son extensos, más cantidad del O^{16}, más ligero, está restringida al hielo, y aumenta la concentración de O^{18} en el agua de mar. A la inversa, durante los periodos interglaciares, más cálidos, cuando la cantidad de hielo glaciar disminuye notablemente, se devuelve más O^{16} al mar, de forma que la proporción de O^{18} en comparación con O^{16} del agua de los océanos también disminuye. Así pues, si tuviéramos algún registro antiguo de los cambios de la proporción O^{18}/O^{16}, podríamos determinar cuándo hubo periodos glaciares y, por consiguiente, cuándo el clima se enfrió más.

FIGURA 21.4. El *Chi yu* (que significa «Tierra» en japonés), el buque perforador científico más avanzado del mundo. Puede perforar a profundidades de hasta 7.000 m por debajo del lecho marino en aguas de hasta 2.500 m de profundidad. Forma parte del programa *ntegrated Ocean rilling* (IODP) (AP Photo/Itsuo Inouye).

Por fortuna, contamos con dichos registros. A medida que ciertos organismos segregan sus caparazones de carbonato cálcico ($CaCO_3$), se va reflejando la proporción O^{18}/O^{16} predominante en la composición de estas partes duras. Cuando los organismos mueren, sus partes duras se depositan en el fondo del océano convirtiéndose en parte de las capas de sedimento ahí. Por consiguiente, los periodos de actividad glaciar pueden determinarse a partir de las variaciones en la proporción de los isótopos de oxígeno encontrada en los

[3] Para más información sobre este tema, consúltese «Causas de las Glaciaciones» en el Capítulo 18, página 593.

caparazones de ciertos organismos enterrados en los sedimentos profundos del mar.

La proporción de O^{18}/O^{16} también varía con la temperatura. Se evapora más O^{18} de los océanos cuando las temperaturas son elevadas y menos cuando las temperaturas son bajas. Por tanto, el isótopo pesado es más abundante en la precipitación de las eras cálidas y menos abundante durante los periodos más fríos. Utilizando este principio, los científicos que estudian las capas de hielo y nieve de los glaciares han sido capaces de producir un registro de los cambios de temperaturas en el pasado.

Registro del cambio climático en la Era Glacial

Los testigos de perforación del hielo son una fuente indispensable de datos para reconstruir los climas del pasado (*véase* Figura 18.37, pág. 596). La investigación basada en testigos de perforación vertical tomados de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida ha cambiado nuestra comprensión básica de cómo actúa el sistema climático.

Los científicos recogen muestras de sondeos con un anillo perforador, como una versión pequeña de las perforadoras que se utilizan para buscar petróleo. Una barra hueca pasa al interior del hielo a través de la cabeza de la perforadora, y se extrae un testigo de hielo. De esta forma se consiguen testigos que a veces superan los 2.000 m de longitud y que pueden representar más de 200.000 años de historia del clima (Figura 21.5A), para estudiar.

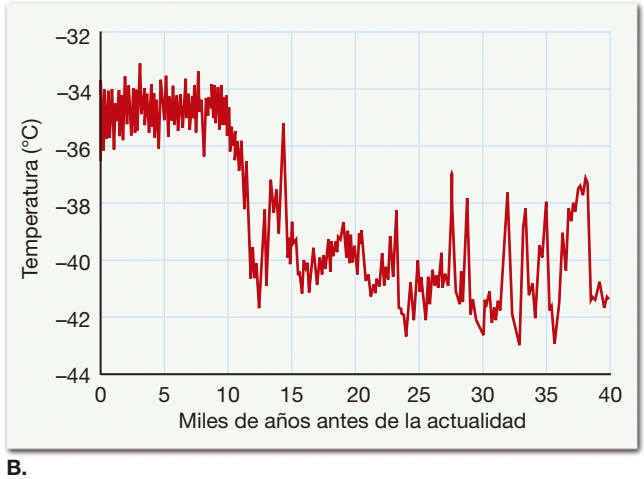
El hielo proporciona un registro detallado de los cambios de temperatura del aire y la nieve. Las burbujas de aire atrapadas en el hielo registran variaciones de la composición atmosférica. Cambios en el dióxido de carbono y el metano están relacionados con la fluctuación de las temperaturas. En los testigos de la perforación del hielo se conservan también los restos atmosféricos, como el polvo transportado por el viento, las cenizas volcánicas, el polen y la contaminación moderna.

Las temperaturas pasadas se determinan mediante *análisis de los isótopos de oxígeno*. Utilizando esta técnica, los científicos pueden producir un registro de los cambios de temperatura en el pasado. Una porción de dichos registros se muestra en la Figura 21.5B.

Los anillos de los árboles, archivos de la historia medioambiental

Si se mira el corte de un tronco, se verá que contiene una serie de anillos concéntricos. Cada uno de esos anillos de los árboles va aumentando de diámetro desde el centro hacia la periferia (Figura 21.6). Cada año, en las regiones templadas, los árboles añaden una capa de madera nueva debajo de la corteza. Las características de cada anillo, como su tamaño y densidad, reflejan las condiciones ambientales (en especial el clima) que predominaron durante el año en el que se formó el anillo. Condiciones de crecimiento favorables producen un anillo ancho; las condiciones desfavorables producen anillos estrechos. Los árboles que crecen al mismo tiempo en la misma región muestran patrones de anillos similares.

A.



B.

FIGURA 21.5. A. El *ational ce Core aboratory* es un lugar físico para el almacenamiento del estudio de los testigos de sondeos de hielo tomados de los glaciares de todo el mundo. Estos testigos representan un registro a largo plazo del material depositado desde la atmósfera. El laboratorio da a los científicos la oportunidad de examinar los testigos de perforación del hielo y preserva la integridad de estas muestras en un almacén para el estudio del cambio climático global y las condiciones ambientales del pasado (Foto de USGS/National Ice Core Laboratory). B. Este gráfico, que muestra las variaciones de temperatura durante los últimos 40.000 años, se ha obtenido del análisis de los isótopos de oxígeno de los testigos de hielo recuperados del casquete polar de Groenlandia (Tomado de U.S. Geological Survey).

A.

B.

FIGURA 21.6. A. Antiguos pinos longevos en las White Mountains de California. El estudio de los anillos de crecimiento de los árboles es una de las formas que utilizan los científicos para reconstruir los climas del pasado. Alguno de estos árboles tiene más de 4.000 años de antigüedad (Foto de Dennis Flaherty/Photo Researchers, Inc.). B. Un árbol en crecimiento produce cada año una capa de células nuevas debajo de la corteza. Si el árbol es talado y se examina el tronco (o si se toma un testigo para evitar cortar el árbol), puede verse el crecimiento de cada año como un anillo. Como la cantidad de crecimiento (anchura de un anillo) depende de la precipitación y la temperatura, los anillos de los árboles constituyen registros útiles de los climas del pasado (Foto de J. Krasemann/Photo Researchers, Inc.).

Dado que suele añadirse un anillo de crecimiento cada año, la edad del árbol puede determinarse contando los anillos cuando se tala el árbol. Si se conoce el año en el que se cortó, pueden determinarse la edad del árbol y el año en el que cada anillo se formó contando hacia atrás desde el anillo más externo. Los científicos no se limitan a trabajar con árboles que han sido talados. Pueden tomarse pequeños testigos no destructivos de árboles vivos.

Con el fin de hacer más eficaz el uso de los anillos de los árboles, se han establecido patrones extendidos conocidos como *cronologías de ancho de anillos*. Se producen comparando los patrones de anillos entre árboles de una zona. Si puede identificarse el mismo patrón en dos muestras, una de las cuales ha sido datada, la segunda muestra puede datarse a partir de la primera comparando los patrones de anillos comunes a ambas. Esta técnica, denominada *datación cruzada*, se ilustra en la Figura 21.7. Para algunas regiones se han establecido cronologías de ancho de anillos de los árboles que se extienden miles de años hacia atrás. Para datar una muestra de madera de edad desconocida, se compara su patrón anular con la cronología de referencia.

Las cronologías de ancho de anillos son archivos únicos de la historia ambiental y tienen aplicaciones importantes en disciplinas como la climatología, la geología, la ecología y la arqueología. Por ejemplo, se usan los anillos de los árboles para reconstruir las variaciones climáticas dentro de una región durante periodos de miles de años antes de que hubiera registros históricos humanos. El conocimiento de estas variaciones a largo plazo es de gran valor para hacer juicios relativos al registro reciente del cambio climático.

Otros tipos de datos indirectos

Otras fuentes de datos indirectos que se utilizan para obtener información de los climas pasados son el polen fósil, los corales y los documentos históricos.

Polen fósil

El clima es un factor importante que influye en la distribución de la vegetación; por tanto, la naturaleza de la comunidad vegetal que ocupa una zona es un reflejo del clima. El polen y las esporas son parte de los ciclos vitales de muchas plantas y, al tener paredes resistentes,

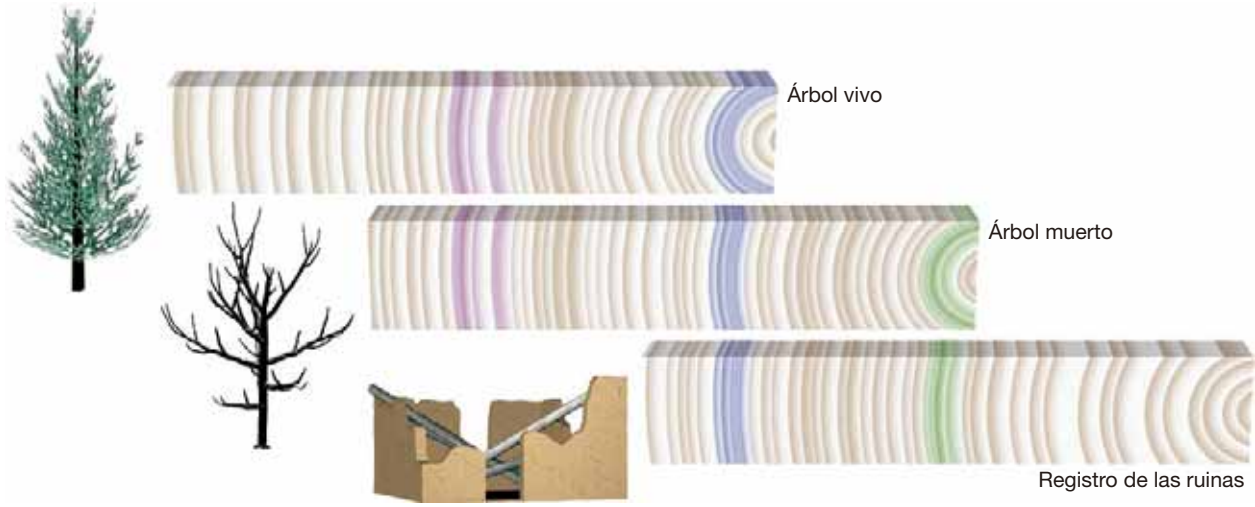


FIGURA 21.7. La datación cruzada es un principio básico en dendrocronología. Aquí, se utiliza para datar un yacimiento arqueológico estableciendo la correlación entre los patrones de los anillos de la madera procedente de árboles de tres épocas diferentes. Primero, se establece una cronología de anillos de los árboles para el área utilizando testigos extraídos de árboles vivos. Esta cronología se extiende todavía más hacia atrás en el tiempo comparando patrones que se superponen de árboles muertos más antiguos. Por último, se determina la fecha de testigos tomados de la madera del interior de las ruinas utilizando la cronología establecida a partir de los otros lugares.

suelen ser los restos vegetales más abundantes, fáciles de identificar y mejor conservados de los sedimentos (Figura 21.8). Analizando el polen de sedimentos datados con precisión, es posible obtener registros de alta resolución de los cambios de vegetación en una zona. A partir de dicha información, pueden reconstruirse los climas del pasado.

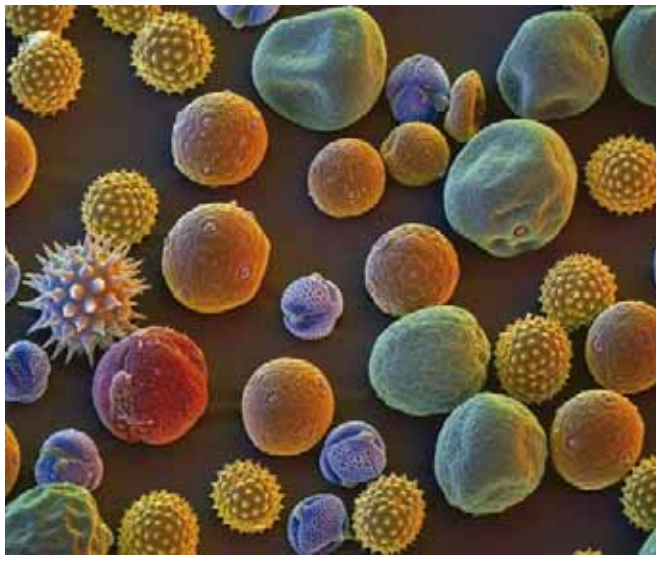


FIGURA 21.8. Esta imagen, a falso color, de un microscopio electrónico muestra un surtido de granos de polen. Nótese como el tamaño, la forma y las características de superficie difieren de una especie a otra. El análisis de los tipos y la abundancia de polen en los sedimentos de los lagos y los depósitos de turba proporciona información sobre cómo ha cambiado el clima a lo largo del tiempo (Foto de David Scharf/Science Photo Library).

Corales

Los arrecifes de coral son colonias de corales que viven en aguas someras cálidas y que se forman encima del material duro dejado por los corales del pasado. Los corales construyen sus esqueletos duros a partir de carbonato cálcico ($CaCO_3$) extraído del agua de mar. El carbonato contiene isótopos de oxígeno que pueden utilizarse para determinar la temperatura del agua en la cual creció el coral.

La porción del esqueleto que se forma en invierno tiene una densidad diferente de la que se forma en verano, debido a variaciones en las velocidades de crecimiento relacionadas con la temperatura y otros factores ambientales. Por tanto, los corales exhiben bandas de crecimiento estacionales muy parecidas a las observadas en los árboles. Se ha establecido la precisión y la fiabilidad de los datos climáticos extraídos de los corales comparando los registros instrumentales recientes con los registros de coral para el mismo periodo. El análisis de isótopos de oxígeno de los anillos de crecimiento del coral puede servir también como una medida indirecta de la precipitación, en particular en áreas donde se producen grandes variaciones en la precipitación anual.

Podemos pensar en los corales como un paleotermómetro que nos permite responder a preguntas importantes sobre la variabilidad climática en los océanos del mundo. La gráfica de la Figura 21.9 es un registro de las temperaturas de la superficie marina de 350 años de antigüedad basado en el análisis isotópico del oxígeno de un testigo de perforación de las islas Galápagos.

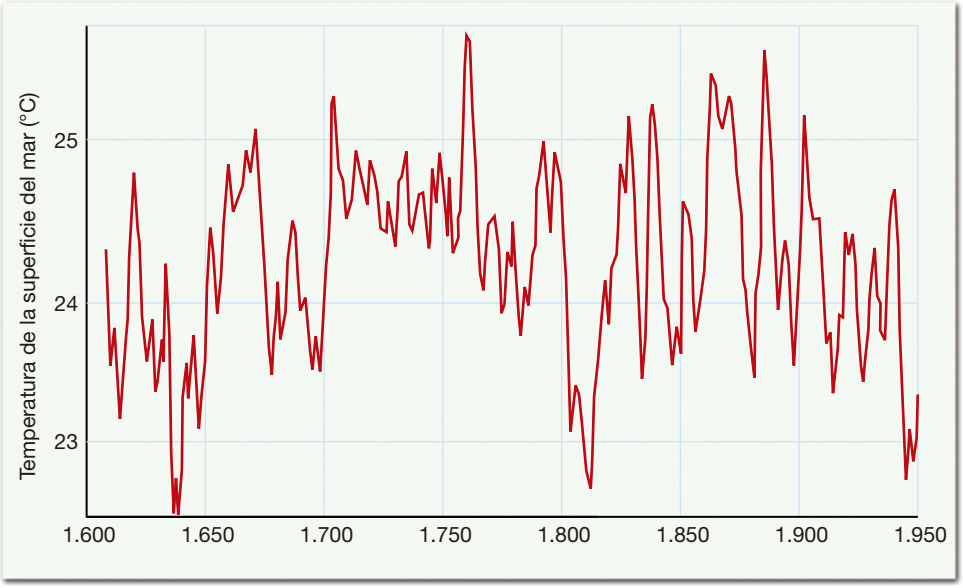


FIGURA 21.9. Esta gráfica muestra un registro de 350 años de las temperaturas de la superficie del mar obtenidas mediante el análisis de isótopos de oxígeno del coral procedente de las islas Galápagos (Tomado de National Climatic Data Center/NOAA).

Datos históricos

Los documentos históricos a veces contienen información útil. Aunque podría parecer que estos registros se prestarían fácilmente al análisis del clima, no es así. La mayoría de los manuscritos se escribieron para otros fines distintos de la descripción del clima. Además, como es comprensible, los escritores no prestaron atención a los periodos de condiciones atmosféricas relativamente estables y solo mencionan las sequías, las tormentas muy fuertes, las ventiscas memorables y otros extremos. No obstante, los registros de las cosechas, las inundaciones y la migración de los pueblos han proporcionado evidencias útiles de las posibles influencias del cambio climático (Figura 21.10).

ALGUNOS CONCEPTOS ATMOSFÉRICOS BÁSICOS

Para entender mejor el cambio climático, es útil poseer algún conocimiento sobre la composición de la estructura de la atmósfera y el proceso por medio del cual se está calentando, esto es, el *efecto invernadero.*

Composición de la atmósfera

El aire *no* es un elemento o compuesto único; más bien es una mezcla de muchos gases, cada uno con sus propias propiedades físicas, en la cual están suspendidas cantidades variables de partículas líquidas y sólidas diminutas.

Aire limpio y seco

Como puede verse en la Figura 21.11, el aire limpio y seco está compuesto casi por completo por dos gases: un 78 por ciento de nitrógeno y un 21 por ciento de oxígeno. Estos gases son los componentes más abundantes del aire y tienen gran importancia para la vida sobre la Tierra, pero tienen poca importancia o ninguna

FIGURA 21.10. Los registros históricos a veces pueden ser útiles en el análisis de los climas del pasado. La fecha para el comienzo de la vendimia otoñal es una medida integrada de temperatura y precipitación durante la estación de crecimiento. Estas fechas se han registrado durante siglos en Europa y proporcionan un registro útil de las variaciones climáticas de año en año (Foto de Owdn Franken/CORBIS).

en los fenómenos atmosféricos. El 1 por ciento restante de aire seco consiste fundamentalmente en el gas inerte argón (0,93 por ciento) además de diminutas cantidades de una serie de otros gases. El dióxido de carbono, presente solo en cantidades mínimas (0,0387 por ciento, o 387 partes por millón), es no obstante un constituyente importante del aire porque tiene la capacidad de absorber la energía calorífica irradiada por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera.

El aire contiene muchos gases y partículas que varían significativamente de un momento a otro y de un lugar a otro. Son ejemplos importantes el vapor de agua, el ozono y diminutas partículas de sólido y de líquido.

Vapor de agua

La cantidad de vapor de agua en el aire varía mucho, desde prácticamente nada en absoluto hasta alrededor del 4 por ciento por volumen. ¿Por qué es tan significativa una fracción tan pequeña de la atmósfera? Desde luego, el hecho de que el vapor de agua constituya la fuente de todas las nubes y precipitaciones sería suficiente para explicar su importancia. Sin embargo, el vapor de agua tiene otros papeles. Como el dióxido de carbono, que tiene la capacidad de absorber la energía calorífica que sale de la Tierra, así como algo de energía solar, por lo que es importante cuando examinamos el calentamiento de la atmósfera.

Ozono

Otro componente importante de la atmósfera es el *ozono*. Es una forma de oxígeno que combina tres átomos de oxígeno en cada molécula (O_3). El ozono no es lo mismo que el oxígeno que respiramos, que tiene dos átomos por molécula (O_2). Existe muy poco de este gas en la atmósfera y su distribución no es uniforme. Se concentra muy por encima de la superficie terrestre en una capa denominada *estratosfera*, a una altitud comprendida entre 10 y 50 km. La presencia de la capa de ozono en nuestra atmósfera es crucial para los que habitamos la Tierra. La razón de ello es que el ozono absorbe la radiación ultravioleta (UV) potencialmente destructiva procedente del Sol. Si el ozono no filtrara una gran cantidad de la radiación ultravioleta, y si los rayos ultravioleta del Sol alcanzaran la superficie terrestre sin merma, nuestro planeta sería inhabitable para la mayor parte de la vida como la conocemos.

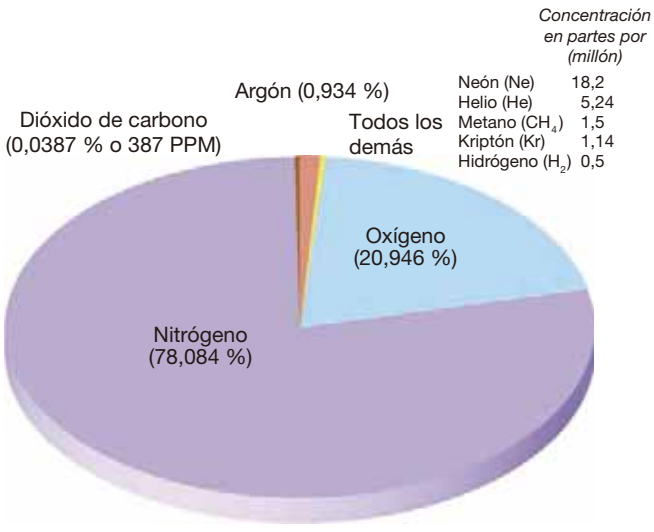


FIGURA 21.11. Volumen proporcional de los gases que componen el aire seco. Obviamente dominan el nitrógeno y el oxígeno.

A veces los alumnos preguntan…

¿No es el ozono un tipo de contaminante?

Sí, tiene razón. Aunque el ozono que aparece de forma natural en la estratosfera es crucial para la vida sobre la Tierra, se considera un contaminante cuando se produce a nivel del suelo porque puede dañar la vegetación y ser nocivo para la salud humana. El ozono es un componente principal de una mezcla nociva de gases y partículas denominada smog fotoquímico. Se forma como consecuencia de reacciones desencadenadas por la luz solar que se producen entre los contaminantes emitidos por los vehículos de motor y las industrias.

Aerosoles

Los movimientos de la atmósfera son suficientes para mantener una gran cantidad de partículas sólidas y líquidas suspendidas en su interior. El polvo visible a veces nubla el cielo, pero esas partículas relativamente grandes son demasiado pesadas para permanecer en el aire durante mucho tiempo. Sin embargo, muchas partículas son microscópicas y permanecen suspendidas durante considerables periodos. Pueden proceder de muchas fuentes, naturales y fabricadas por el ser humano, entre ellas las sales marinas de las olas rompientes, finas partículas de suelo arrastradas por el aire, humo y hollín de los fuegos, polen y microorganismos levantados por el viento, ceniza y polvo de las erupciones volcánicas, y más. Colectivamente estas diminutas partículas de líquido y sólido se denominan **aerosoles**.

Desde un punto de vista meteorológico, estas partículas diminutas, a menudo invisibles, pueden ser significativas. En primer lugar, muchas actúan como superficie sobre las que puede condensarse el vapor de agua, una función importante en la formación de las nubes y la niebla. En segundo lugar, los aerosoles pueden absorber o reflejar la radiación solar entrante. Por tanto, cuando se está produciendo un episodio de contaminación atmosférica, o cuando las cenizas llenan el cielo después de una erupción volcánica, la cantidad de luz solar que alcanza la superficie terrestre puede verse mesurablemente reducida.

Extensión y estructura de la atmósfera

Decir que la atmósfera empieza en la superficie de la Tierra y se extiende hacia arriba es una obviedad. Sin embargo, ¿dónde acaba la atmósfera y empieza el espacio exterior? No hay un límite nítido; la atmósfera va adelgazándose rápidamente a medida que nos alejamos de la Tierra, hasta que se detectan poquísimas moléculas de gas.

Cambios de presión con la altitud

Para entender la extensión vertical de la atmósfera, examinemos los cambios en la presión atmosférica con la altitud. La presión atmosférica es simplemente el peso del aire que está encima. Al nivel del mar, la presión promedio es ligeramente superior a los 1.000 milibares. Esto corresponde a un peso ligeramente superior a 1 kg por centímetro cuadrado. Obviamente la presión a altitudes mayores es menor (Figura 21.12).

La mitad de la atmósfera se encuentra por debajo de una altitud de 5,6 km. A unos 16 km, se ha atravesado el 90 por ciento de la atmósfera y por encima de los 100 km, solo queda el 0,00003 por ciento de todos los gases que componen la atmósfera. Aun así, vestigios de nuestra atmósfera se extienden mucho más allá de esta altitud, mezclándose gradualmente con el vacío espacial.

Cambios de temperatura

Además de los cambios verticales en la presión del aire, hay también cambios en la temperatura del aire a medida que ascendemos por la atmósfera. La atmósfera terrestre está dividida verticalmente en cuatro capas en función de la temperatura (Figura 21.13).

La capa inferior en la que vivimos se caracteriza por una disminución de la temperatura al aumentar la altitud y se denomina *troposfera*. El término significa literalmente la región donde el aire «se da la vuelta», una referencia a la mezcla vertical apreciable del aire en esta zona más baja. La troposfera es el foco de estudio principal de los meteorólogos, porque es en esta capa donde se producen esencialmente todos los fenómenos atmosféricos importantes.

La disminución de temperatura en la troposfera se denomina *gradiente geotérmico ambiental*. Su valor promedio es de 6,5 °C por kilómetro, una cifra que se conoce como el *gradiente térmico normal*. Debe destacarse, sin embargo, que el gradiente térmico ambiental no es

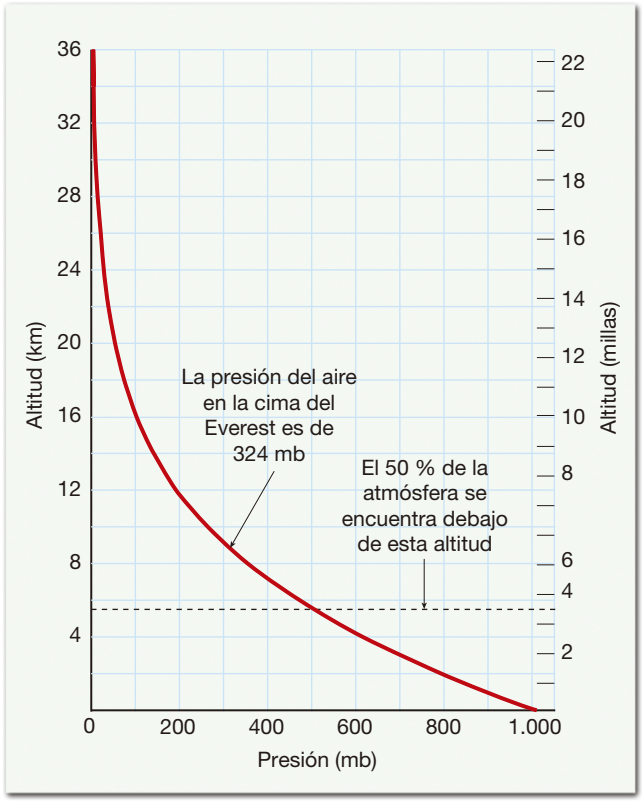


FIGURA 21.12. La presión atmosférica cambia con la altitud. La presión disminuye rápidamente cerca de la superficie terrestre y de forma más gradual a mayores altitudes.

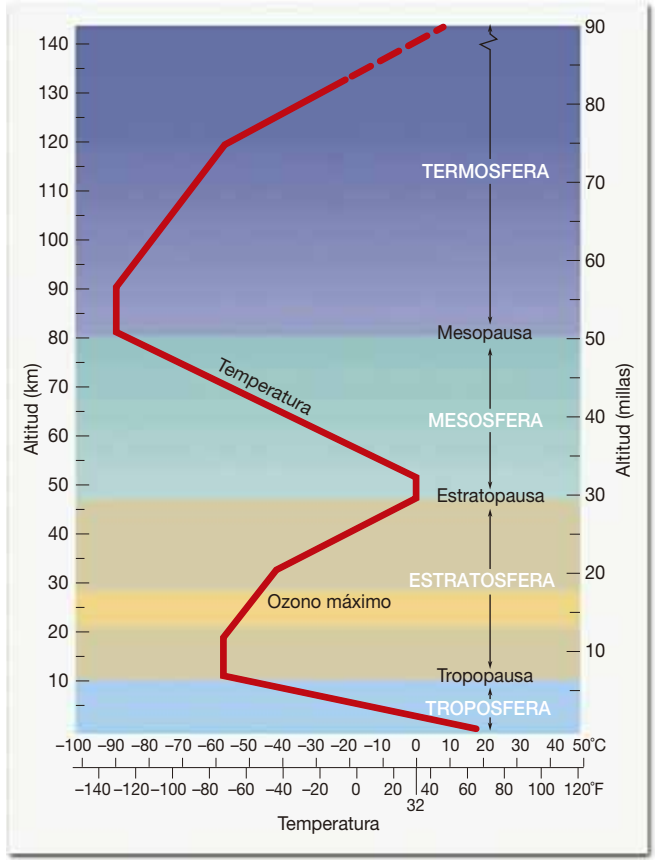


FIGURA 21.13. Estructura térmica de la atmósfera.

una constante, sino que puede ser muy variable y debe medirse con regularidad. Para determinar el gradiente térmico ambiental real, así como para recoger información sobre los cambios verticales de presión, viento y humedad, se utilizan radiosondas. Una *radiosonda* es un equipo de instrumentos que se fija a un globo meteorológico y que transmite datos por radio según va ascendiendo a través de la atmósfera.

El espesor de la troposfera no es igual en todas partes; varía con la latitud y la estación. Como media, la caída de la temperatura continúa hasta una altitud de unos 12 km. El límite externo de la troposfera es la *tropopausa*.

Más allá de la tropopausa se encuentra la *estratosfera*. En esta, la temperatura se mantiene constante a una altitud de unos 20 km y luego empieza un aumento gradual que continúa hasta la *estratopausa*, a una altitud de casi 50 km por encima de la superficie terrestre. Debajo de la tropopausa, propiedades atmosféricas como temperatura y humedad son fácilmente transferidas por turbulencias y mezcla a gran escala. Por encima de la tropopausa, en la estratosfera, no lo son. Las temperaturas aumentan en la estratosfera porque es en esta capa donde está concentrado el ozono de la atmósfera. Recordemos que el ozono absorbe la radiación ultravioleta del Sol. Como consecuencia, la estratosfera se calienta.

En la tercera capa, la *mesosfera*, de nuevo las temperaturas disminuyen con la altitud hasta que, en la *mesopausa*, más de 80 km por encima de la superficie, la temperatura se aproxima a −90 °C. Las temperaturas más frías de cualquier parte de la atmósfera se encuentran en la mesopausa.

La cuarta capa se extiende desde la mesopausa hacia el exterior y no tiene un límite superior bien definido. Es la termosfera, una capa que contiene solo una diminuta fracción de la masa de la atmósfera. En el aire extremadamente enrarecido de esta capa más externa, las temperaturas de nuevo aumentan, debido a la absorción de radiación solar de gran energía y onda muy corta por los átomos de oxígeno y nitrógeno.

Las temperaturas se elevan hasta valores extremadamente altos de más de 1.000 °C en la termosfera. Pero esas temperaturas no son comparables a las experimentadas cerca de la superficie de la Tierra. La temperatura se define en relación a la velocidad promedio a la cual las moléculas se mueven. Dado que los gases de la termosfera se mueven a velocidades muy elevadas, la temperatura es muy alta. Pero los gases están tan dispersos que, en conjunto, procesan solo una cantidad insignificante de calor.

La energía procedente del Sol

Prácticamente toda la energía que impulsa la variable meteorología y climatología de la Tierra procede del Sol.

De nuestra experiencia cotidiana sabemos que el Sol emite luz y calor, así como los rayos ultravioleta que nos broncean. Estas formas de energía constituyen una proporción muy importante de la energía total que se irradia desde el Sol, pero son solo parte de un gran conjunto de energía denominado *radiación* o *radiación electromagnética*. En la Figura 21.14 se muestra este conjunto o espectro de energía electromagnética. Toda la radiación (rayos X, microondas u ondas de radio) transmite energía a través del vacío espacial a 300.000 km por segundo y solo a una velocidad ligeramente inferior a través de nuestra atmósfera. Cuando un objeto absorbe cualquier forma de energía radiante, el resultado es un aumento del movimiento molecular, lo que causa un aumento correspondiente de la temperatura.

Para entender mejor cómo se calienta la atmósfera, es útil tener un conocimiento general de las leyes básicas que gobiernan la radiación.

1. *Todos los objetos, a cualquier temperatura, emiten energía radiante*. Por ende, no solo los objetos calientes como

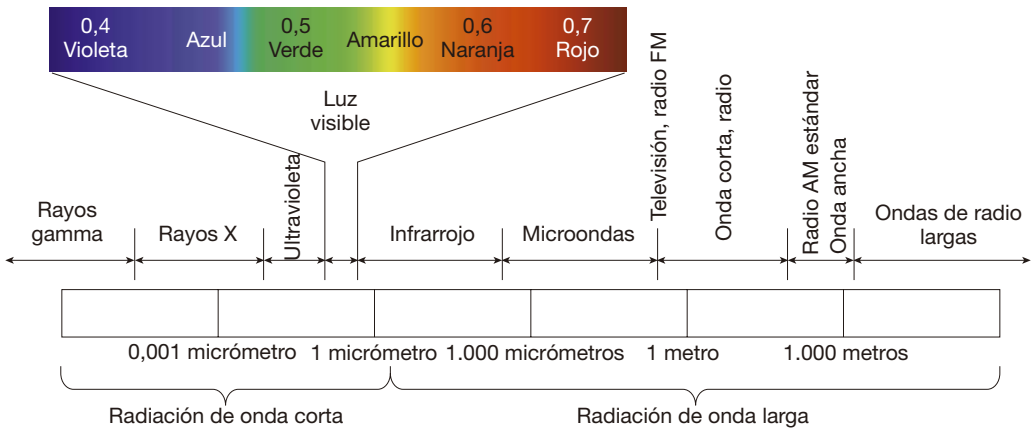


FIGURA 21.14. Espectro electromagnético, en el que se ilustran las longitudes de onda y los nombres de los diversos tipos de radiación.

el Sol, sino también la Tierra, incluidos sus casquetes de hielo polar, emiten continuamente energía.

2. Los objetos más calientes irradian más energía total por unidad de superficie que los objetos más fríos.
3. *Cuanto más caliente es el cuerpo radiante, más corta es la longitud de onda de la radiación máxima.* El Sol, con una temperatura superficial de unos 5.700 °C, irradia energía máxima a 0,5 micras, que está en el intervalo visible. En cuanto a la Tierra, su irradiación máxima se produce a una longitud de onda de 10 micras, de lleno en el infrarrojo (calor). Como la radiación terrestre máxima es aproximadamente 20 veces más larga que la radiación solar máxima, la radiación terrestre suele denominarse *radiación de onda larga* y la radiación solar, *radiación de onda corta*.
4. *Los objetos que son buenos absorbentes de radiación son también buenos emisores.* La superficie terrestre y el Sol se aproximan a ser irradiadores perfectos porque emiten y absorben con casi un 100 por ciento de eficiencia para sus temperaturas respectivas. Por otro lado, *los gases son absorbentes y emisores selectivos de radiación.* Para algunas longitudes de onda la atmósfera es casi transparente (absorbe poca radiación). Para otras, sin embargo, es casi opaca (un buen absorbente). La experiencia nos dice que la atmósfera es transparente a la luz visible; por tanto, estas longitudes de onda alcanzan fácilmente la superficie terrestre. Esto no ocurre para la radiación de longitud de onda más larga emitida por la Tierra.

El destino de la energía solar entrante

En la Figura 21.15 se muestra el destino de la radiación solar entrante en promedio para el globo terráqueo entero. Nótese que la atmósfera es bastante transparente a la radiación solar entrante. Como media, alrededor del 50 por ciento de la energía solar que alcanza la parte superior de la atmósfera la atraviesa y es absorbida en la superficie terrestre. Otro 20 por ciento es absorbido directamente por las nubes y ciertos gases atmosféricos (entre ellos el oxígeno y el ozono) antes de alcanzar la superficie. El 30 por ciento restante es reflejada de vuelta al espacio por la atmósfera, las nubes y las superficies reflectantes como la nieve y el hielo. La fracción de la radiación total que es reflejada por una superficie se denomina *albedo.* Por tanto, el albedo para la Tierra en conjunto (el albedo *planetario*) es del 30 por ciento.

¿Qué determina si la radiación solar va a ser transmitida a la superficie, dispersada o reflejada de nuevo al espacio? Depende en gran medida de la longitud de onda de la energía transmitida, así como de la naturaleza del material que interviene.

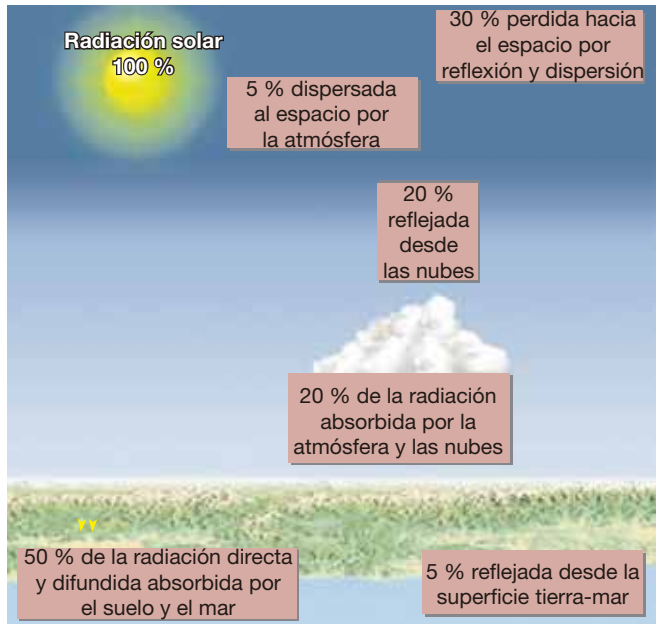


FIGURA 21.15. Distribución porcentual promedio de la radiación solar entrante. La superficie terrestre absorbe más energía solar que la atmósfera. Por consiguiente, el aire no es calentado directamente por el Sol, sino que es calentado indirectamente desde la superficie de la Tierra. Estos porcentajes pueden variar. Por ejemplo, si aumenta la cobertura de nubes o la superficie es más brillante, aumenta el porcentaje de luz reflejada, lo que reduce la cantidad de energía solar que sigue las otras dos trayectorias.

Las cifras mostradas en la Figura 21.15 representan los promedios globales. Los porcentajes reales pueden variar mucho. Una razón importante para gran parte de esta variación tiene que ver con cambios en el porcentaje de la luz reflejada y dispersada de nuevo hacia el espacio (Figura 21.16). Por ejemplo, si el cielo está cubierto, se refleja de vuelta al espacio un porcentaje de luz más elevado que cuando el cielo está despejado.

El calentamiento de la atmósfera: el efecto invernadero

Si la Tierra no tuviera atmósfera, experimentaría una temperatura superficial promedio muy por debajo de la de congelación. Pero la atmósfera calienta el planeta y hace que la Tierra sea habitable. El papel extremadamente importante que desempeña la atmósfera en el calentamiento de la superficie terrestre se ha denominado **efecto invernadero**.

Como se comentó antes, el aire sin nubes es fundamentalmente transparente a la radiación solar de onda corta entrante y, por tanto, la transmite a la superficie de la Tierra. Por el contrario, una proporción significativa de la radiación de onda larga emitida por la superficie tierra-mar de nuestro planeta es absorbida por el

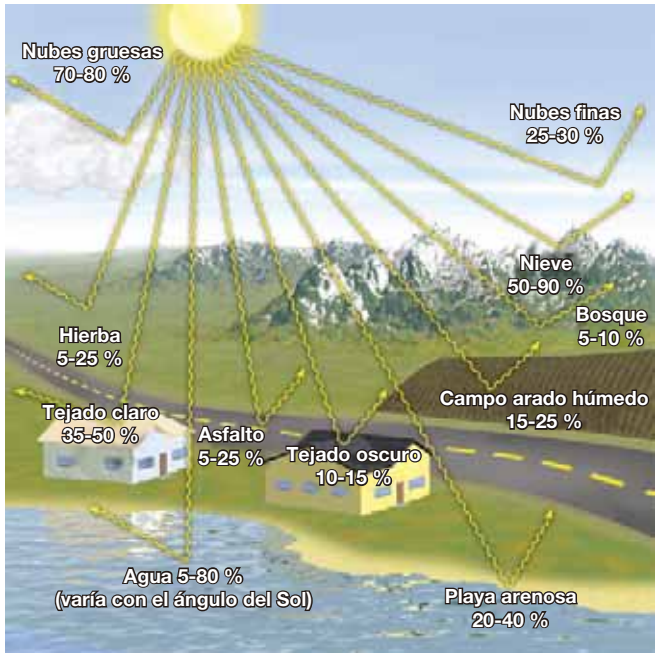


FIGURA 21.16. Albedo (reflectividad) de varias superficies. En general, las superficies de colores claros tienden a ser más reflectantes que las superficies de color oscuro, y por tanto tienen albedos mayores.

vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases de la atmósfera. Esta energía calienta el aire y aumenta la velocidad a la cual irradia energía a la vez al espacio exterior y de vuelta hacia la superficie terrestre. La

A veces los alumnos preguntan...

Si la atmósfera terrestre no tuviera gases de invernadero, ¿cuál sería la temperatura del aire de superficie?

¡Muy fría! La temperatura media de la superficie terrestre sería de unos escalofriantes −18 C en vez de la temperatura relativamente cómoda actual de 14,5 C.

energía que se emite de vuelta hacia la superficie hace que esta se caliente más, lo que resulta en mayores emisiones desde la superficie. Este complicado juego de «pasar la patata caliente» mantiene la temperatura media de la Tierra mucho más elevada de lo que estaría de lo contrario (Figura 21.17). Si no existieran estos gases absorbentes en nuestra atmósfera, la Tierra no proporcionaría un hábitat adecuado para los humanos y otras formas de vida animal.

Este fenómeno natural se denominó efecto invernadero, porque antes se pensaba que los invernaderos se calentaban de una manera similar. El vidrio del invernadero permite la entrada de la radiación solar de onda corta, que es absorbida por los objetos del interior. Estos objetos, a su vez, irradian la energía, pero a longitudes de onda más largas, a las cuales el vidrio es casi opaco. El calor, por tanto, es «atrapado» en el invernadero. Se ha demostrado, sin embargo, que el aire del interior de los invernaderos alcanza temperaturas más elevadas que el aire del exterior fundamentalmente porque los

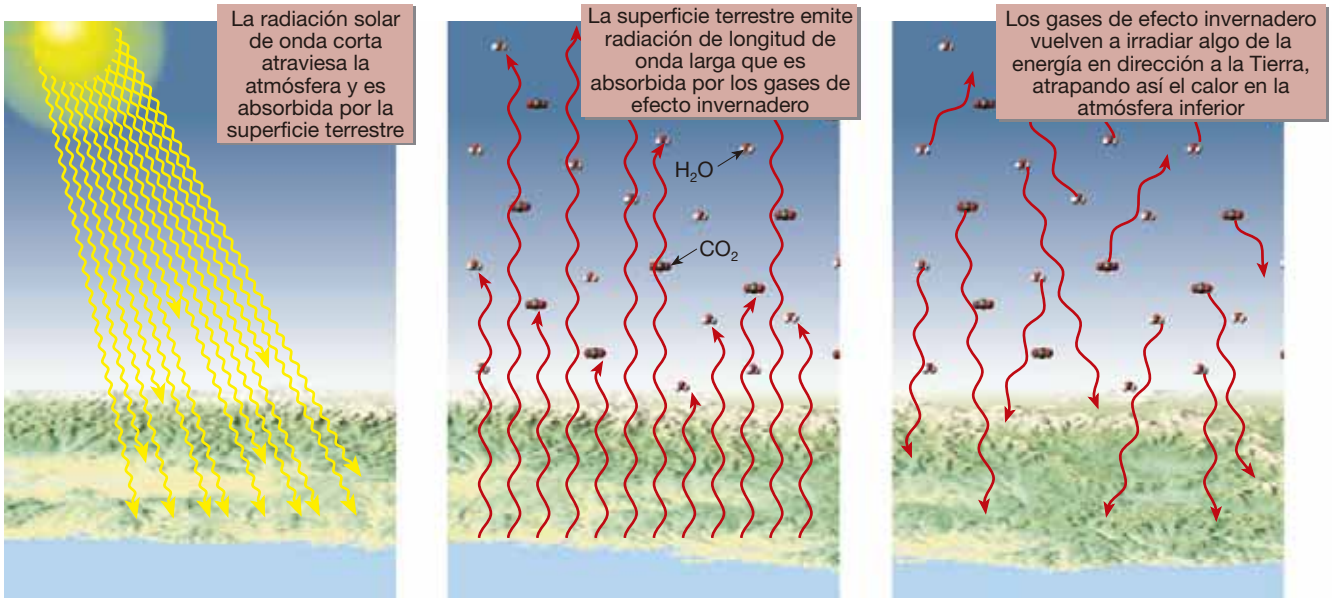


FIGURA 21.17. El calentamiento de la atmósfera. La mayor parte de la radiación de longitud de onda corta procedente del Sol atraviesa la atmósfera y es absorbida por la superficie tierra-mar de la Tierra. Esta energía es luego emitida desde la superficie en forma de radiación de longitud de onda más larga, mucha de la cual es absorbida por ciertos gases de la atmósfera. Algo de la energía absorbida por la atmósfera será reirradiada hacia la Tierra. Este denominado efecto invernadero es responsable de mantener la superficie terrestre mucho más caliente de lo que estaría en otras circunstancias.

invernaderos restringen el intercambio de aire entre el interior y el exterior. No obstante, se mantiene el término «efecto invernadero».

CAUSAS NATURALES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Se han propuesto una gran variedad de hipótesis para explicar el cambio climático. Algunas consiguieron mucho respaldo, para perderlo después y luego, a veces, volverlo a ganar. Algunas explicaciones son controvertidas. Esto es lo que cabría esperar, porque los procesos atmosféricos planetarios son a tan gran escala y tan complejos que no pueden reproducirse físicamente en experimentos de laboratorio. No obstante, el clima y sus cambios deben simularse matemáticamente (hacerse modelos) utilizando potentes ordenadores.

En el Capítulo 18, en la sección sobre «Causas de la glaciaciones» (págs. 593-596) se describen dos mecanismos «naturales» del cambio climático. Recordemos que el movimiento de las placas litosféricas mueve gradualmente los continentes terrestres acercándolos o alejándolos del ecuador. Aunque estos cambios de latitud son lentos, pueden tener un efecto notable sobre el clima a lo largo de millones de años. El movimiento de las masas de tierra puede inducir también cambios significativos en la circulación oceánica, lo que influye en el transporte de calor alrededor del globo terráqueo[4].

Un segundo mecanismo natural de cambio climático comentado en el Capítulo 18 implica variaciones en la órbita terrestre. Cambios en la forma de la órbita (*excentricidad*), variaciones en el ángulo que forma el eje de la Tierra con el plano de su órbita (*oblicuidad*) y el tambaleo del eje (precesión) causan fluctuaciones en la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar. Estas variaciones, a su vez, contribuyeron a los episodios glacial-interglacial alternos de la Edad de Hielo.

En esta sección, describimos otras dos hipótesis que han ganado importante consideración de la comunidad científica. Una de ellas se refiere al papel de la actividad volcánica. ¿Cómo afectan al clima los gases y partículas emitidas por los volcanes? Una segunda causa natural de cambio climático comentada en esta sección se refiere a la variabilidad solar. ¿Varía la producción de radiación del Sol? ¿Afectan las manchas solares a esta producción?

Después de esta ojeada a los factores naturales, examinaremos los cambios climáticos causados por el ser humano, entre ellos los efectos de la elevación de los niveles de dióxido de carbono y otros oligogases.

[4] Para más detalles sobre este tema, *véase* la sección titulada «Supercontinentes y clima» del Capítulo 22, pág. 720.

Según vaya leyendo esta sección, encontrará que más de una hipótesis puede explicar el mismo cambio climático. De hecho, diversos mecanismos pueden interaccionar para modificar el clima. Por otro lado, ninguna hipótesis individual puede explicar el cambio climático en todas las escalas temporales. Una propuesta que explica variaciones a lo largo de millones de años, en general, no puede explicar fluctuaciones que cubran cientos de años. Si nuestra atmósfera y sus cambios llegan a comprenderse del todo alguna vez, probablemente veamos que el cambio climático está causado por muchos de los mecanismos comentados aquí, junto a otros nuevos que todavía habrá que proponer.

Actividad volcánica y cambio climático

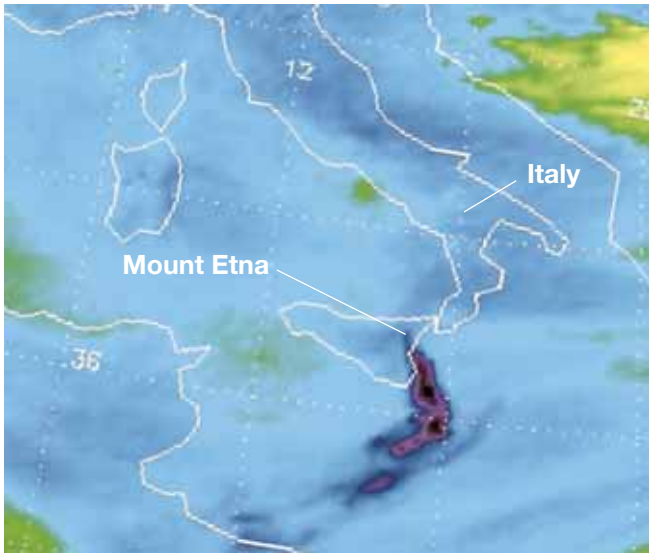
La idea de que las erupciones volcánicas explosivas podrían alterar el clima de la Tierra fue propuesta por primera vez hace muchos años. Sigue siendo una explicación plausible para algunos aspectos de la variabilidad climática. Las erupciones explosivas emiten enormes cantidades de gases y partículas de grano fino a la atmósfera (Figura 21.18). Las erupciones más grandes tienen una potencia suficiente como para inyectar material muy arriba de la atmósfera, donde se expande alrededor del globo terráqueo y permanece durante muchos meses o incluso años.

La premisa básica

La premisa básica es que este material volcánico suspendido filtrará una porción de la radiación solar entrante, que a su vez reducirá las temperaturas en la troposfera. Hace más de 200 años, Benjamín Franklin utilizó esta idea para sostener que el material procedente de la erupción de un gran volcán islandés podría haber reflejado la luz del Sol de vuelta al espacio y, por consiguiente, podría haber sido responsable del invierno inusualmente frío de 1783-1784.

Quizá el periodo frío más notable vinculado a un acontecimiento volcánico sea el «año sin verano» que siguió a la erupción del Monte Tambora en Indonesia, en 1815. La erupción del Tambora es la mayor de los tiempos actuales. Del 7 al 12 de abril de 1815, este volcán de casi 4.000 m de altura expulsó violentamente unos 100 km cúbicos de restos volcánicos. Se cree que el efecto de los aerosoles volcánicos se propagó por el hemisferio norte. De mayo a septiembre de 1816 una serie de olas invernales afectaron al noreste de Estados Unidos y porciones adyacentes de Canadá. Hubo densas nevadas en junio y heladas en julio y agosto. También se experimentó un frío anómalo en gran parte del occidente europeo. Efectos similares, aunque

A.



B.

FIGURA 21.18. El Monte Etna, un volcán de la isla de Sicilia, haciendo erupción a finales de octubre de 2002. El monte Etna es el volcán europeo más grande y más activo. A. Esta foto del monte Etna mirando al este la tomó un miembro de la Estación Espacial Internacional. Muestra una pluma de ceniza volcánica fluyendo hacia el sureste del volcán. B. Esta imagen de la Atmospheric Infrared Sounder sobre el satélite *Aqua* de la NASA muestra la pluma de dióxido de azufre (SO_2) en sombras de púrpura y negro. El clima puede verse afectado cuando se inyectan grandes cantidades de SO_2 en la atmósfera (Imágenes por cortesía de NASA).

aparentemente menos dramáticos se asociaron con otros grandes volcanes explosivos, entre ellos el Krakatoa de Indonesia, en 1883.

Tres principales acontecimientos volcánicos han proporcionado datos e información considerables relativos al efecto de los volcanes sobre las temperaturas mundiales. Las erupciones del monte Santa Helena en el estado de Washington en 1980, el volcán mexicano El Chichón en 1982 y el Monte Pinatubo de Filipinas en 1991 han dado a los científicos la oportunidad para estudiar los efectos atmosféricos de las erupciones volcánicas con la ayuda de tecnología más sofisticada que aquella de la que se disponía en el pasado. Imágenes por satélite y equipos de detección remota permitieron a los científicos controlar estrechamente los efectos de las nubes de gases y cenizas que emitieron esos volcanes.

El Monte Santa Helena

Cuando entró en erupción el Monte Santa Helena, hubo una especulación inmediata sobre los posibles efectos en nuestro clima. ¿Podría una erupción de este estilo hacer que cambiara el clima? No hay duda de que la gran cantidad de ceniza volcánica emitida por la erupción explosiva tuvo significativos efectos locales y regionales durante un breve periodo. Sin embargo, los estudios indicaron que cualquier reducción de las temperaturas hemisféricas a largo plazo era despreciable. El enfriamiento fue tan ligero, probablemente inferior a 0,1 °C, que no pudo distinguirse de otras fluctuaciones naturales de la temperatura.

El Chichón

Dos años de supervisión y estudios después de la erupción de El Chichón en 1982 indicaron que su efecto enfriador sobre la temperatura media global fue mayor que el del Monte Santa Helena, del orden de 0,3 a 0,5 °C. La erupción de El Chichón fue menos explosiva que la del Monte Santa Helena. ¿Por qué entonces tuvo un mayor impacto sobre las temperaturas globales? La razón es que el material emitido por el Monte Santa Helena era en gran medida ceniza fina que se sedimentó en un tiempo relativamente corto. El Chichón, por otro lado, emitió cantidades mucho más grandes de gas dióxido de azufre (unas 40 veces más) que el Monte Santa Helena. Este gas se combina con el vapor de agua de la estratosfera para producir una nube densa de diminutas partículas de ácido sulfúrico (Figura 21.19A). Las partículas, denominadas *aerosoles*, tardan varios años en depositarse por completo. Reducen la temperatura media de la troposfera porque reflejan la radiación solar de vuelta hacia el espacio (Figura 21.19B).

Ahora entendemos que las nubes volcánicas que permanecen en la estratosfera durante un año o más están compuestas en gran medida de gotitas de ácido sulfúrico y no de polvo, como se pensaba antes. Por tanto, el volumen de las partículas finas emitidas durante un acontecimiento explosivo no constituye un criterio preciso para predecir los efectos atmosféricos globales de una erupción.

Monte Pinatubo

El volcán filipino Monte Pinatubo hizo erupción de manera explosiva en junio de 1991, inyectando 25-30 millones de toneladas de dióxido de azufre en la estratosfera.

A veces los alumnos preguntan...

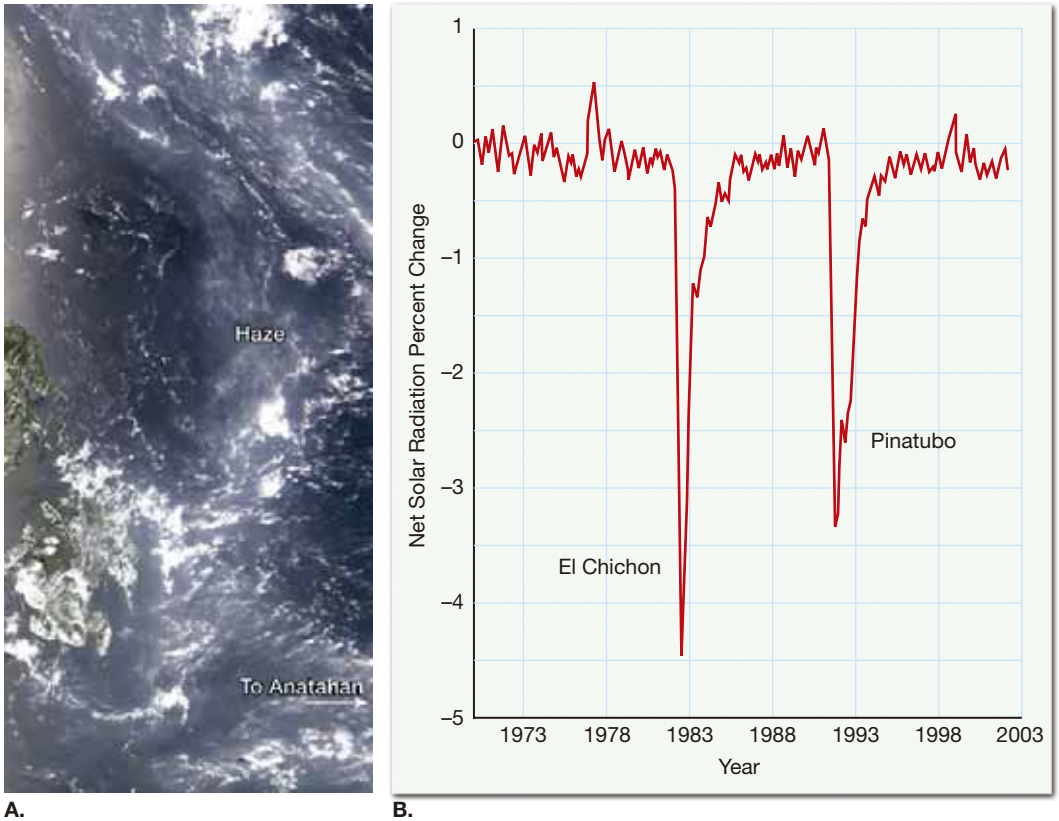
¿Podría hacer que cambiara el clima un meteorito que colisionara con la Tierra?

Sí, es posible. Por ejemplo, la hipótesis más sólida para la extinción de los dinosaurios (hace unos 65 millones de años) se relaciona con un acontecimiento de este tipo. Cuando un gran meteorito (de unos 10 km de diámetro) golpeó la Tierra, se lanzaron a la atmósfera inmensas cantidades de partículas. Durante meses el polvo circulante pudo restringir mucho la cantidad de luz que alcanzaba la superficie de la Tierra. Sin suficiente luz solar para la fotosíntesis, las delicadas cadenas alimenticias se colapsaron. Cuando volvió la luz del Sol, más de la mitad de las especies de la Tierra, entre ellos los dinosaurios y muchos organismos marinos, se habían extinguido. Se habla más de esto en el Capítulo 22.

El acontecimiento proporcionó a los científicos la oportunidad de estudiar el impacto climático de una erupción volcánica explosiva mayor utilizando la sonda espacial de la NASA Earth Radiation Budget Experiment. Durante el año siguiente, la bruma de diminutos aerosoles aumentó la reflectividad y redujo las temperaturas globales 0,5 °C.

El efecto sobre la temperatura global de erupciones como las de El Chichón y el Monte Pinatubo es relativamente mínimo, pero muchos científicos están de acuerdo en que el enfriamiento producido podría alterar el patrón general de la circulación atmosférica durante un periodo limitado. Dicho cambio, a su vez, podría influir en la meteorología de algunas regiones. Predecir, o incluso identificar, efectos regionales específicos constituye todavía un reto considerable para los científicos que estudian la atmósfera.

Los ejemplos precedentes ilustran que el efecto sobre el clima de una sola erupción volcánica, con independencia de su dimensión, es relativamente pequeño y corto en el tiempo. La gráfica de la Figura 21.19B refuerza esta opinión. Por consiguiente, si el vulcanismo va a tener un efecto pronunciado a lo largo de un periodo extendido, tendrían que producirse muchas erupciones grandes muy seguidas en el tiempo. Si esto ocurriese, la estratosfera se cargaría con suficientes gases y polvo volcánico como para disminuir



A. B.

FIGURA 21.19. A. Esta imagen de satélite muestra una pluma de bruma blanca desde el volcán Anatahan, que cubre una parte del mar de Filipinas después de una gran erupción en abril de 2005. La bruma *no* es ceniza volcánica. Consiste más bien en diminutas gotitas de ácido sulfúrico formado cuando el dióxido de azufre del volcán se combina con el agua de la atmósfera. La bruma es brillante y refleja la luz solar de vuelta el espacio (imagen NASA). B. Radiación solar neta en el observatorio hawaiano de Mauna Loa con respecto a 1970 (cero en el gráfico). Las erupciones de El Chichón y el Monte Pinatubo causaron claramente una caída transitoria de la radiación solar que alcanzaba la superficie (Tomado de Earth System Research Laboratory/NOAA).

seriamente la cantidad de radiación solar que llegue a la superficie. Como no se tiene noticia de que se haya producido un periodo de volcanismo explosivo de este tipo en tiempos históricos, se menciona más a menudo como un posible contribuyente a los cambios climáticos prehistóricos. En el Recuadro 21.1 se describe otra forma por medio de la cual el volcanismo podría influir en el clima.

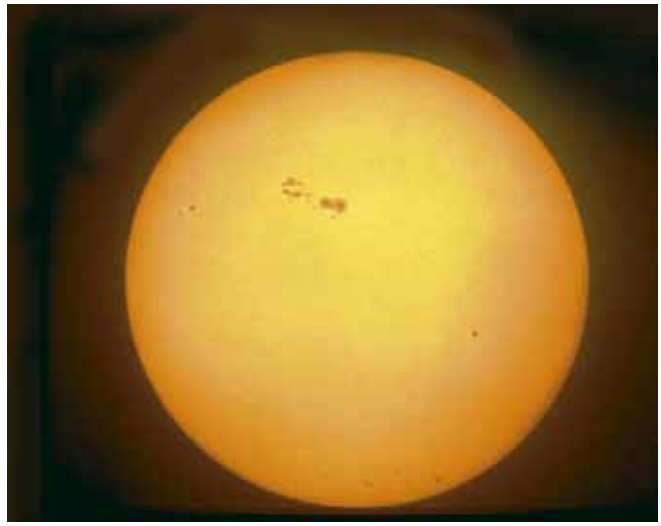
Variabilidad solar y clima

Entre las hipótesis más persistentes del cambio climático se encuentran las basadas en la idea de que el Sol es una estrella variable y que su producción de energía varía con el tiempo. El efecto de dichos cambios parecerían directos y fáciles de entender: aumentos en la producción solar harían que la atmósfera se calentara y las reducciones provocarían enfriamiento. Esta idea es atractiva porque puede utilizarse para explicar el cambio climático de cualquier duración o intensidad. Sin embargo, todavía no se han medido variaciones importantes a *largo plazo* en la intensidad total de la radiación solar fuera de la atmósfera. Dichas determinaciones ni siquiera eran posibles hasta que se dispuso de la tecnología de los satélites. Ahora que es posible, necesitaremos muchos años de registros antes de empezar a discernir cuán variable (o invariable) es realmente la energía procedente del Sol.

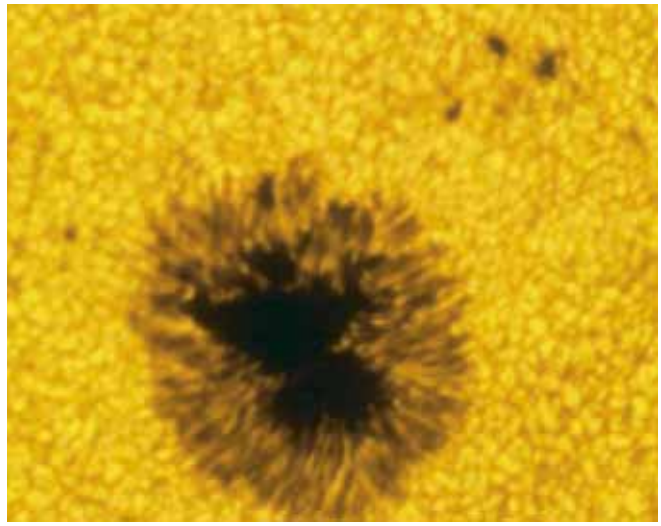
Diversas propuestas para explicar el cambio climático basadas en un Sol variable se refieren a los ciclos de las manchas solares. Las características más notables y mejor conocidas sobre la superficie del Sol son las manchas oscuras denominadas **manchas solares** (Figura 21.20). Las manchas solares son enormes tormentas magnéticas que se extienden hacia el interior solar profundo desde la superficie del Sol. Además, estas manchas están asociadas con la eyección desde el Sol de enormes masas de partículas que, al alcanzar la atmósfera superior de la Tierra, interaccionan con los gases para producir las auroras boreales o luces del norte, en el hemisferio septentrional.

Junto con otra actividad solar, el número de manchas solares parece aumentar y disminuir de una manera regular, creando un ciclo de unos 11 años. En la gráfica de la Figura 21.21 se muestra el número anual de manchas solares, empezando a principios del siglo XVIII. Sin embargo, este patrón no siempre se produce. Ha habido periodos en los que el Sol carecía esencialmente de manchas solares. Además del bien conocido ciclo de 11 años, hay también un ciclo de 22 años. Este ciclo más largo se basa en el hecho de que las polaridades magnéticas de los agrupamientos de manchas solares se invierten cada 11 años sucesivos.

El interés en los posibles efectos del Sol sobre el clima se ha mantenido por un esfuerzo casi continuo de encontrar correlaciones a escalas temporales que van de días a decenas de millares de años. Aquí se describen brevemente dos ejemplos ampliamente debatidos.



A.



B.

FIGURA 21.20. A. Gran grupo de manchas solares sobre el disco solar (Foto Celestron 8 por cortesía de Celestron International). B. Manchas solares que tienen una sombra (área central oscura) y una penumbra (área más clara que rodea a la sombra) visibles (Por cortesía de National Optical Astronomy Observatories).

Manchas solares y temperatura

Los estudios indican periodos prolongados durante los cuales las manchas solares han estado ausentes, o casi. Además, estos acontecimientos se corresponden estrechamente con periodos fríos en Europa y Norteamérica. A la inversa, periodos caracterizados por abundantes manchas solares se han relacionado con épocas más cálidas en esas regiones.

PERFIL PROFESIONAL – – –

Michael Mann. Climatólogo

En las últimas décadas del siglo xx las evidencias del calentamiento global eran demasiado obvias como para ignorarlas. Los enormes casquetes polares de la Antártida se rompieron en islas flotantes, los glaciares de todo el mundo estaban en retirada completa y cada giro del calendario parecía tener un nuevo récord para el año más caliente que se recordaba. Pero, si este calentamiento se debía a los seres humanos o a la naturaleza, nadie estaba seguro. Los investigadores tenían que estudiar una historia del clima terrestre que fuera más allá del siglo xx.

Michael Mann, de la Universidad del Estado de Pensilvania, sabía dónde encontrar las respuestas. Los testigos de perforación del cielo, los sedimentos, los esqueletos de coral y los anillos de los árboles contienen registros naturales de las fluctuaciones de la temperatura en el pasado. Sin embargo, Mann, profesor de meteorología, indica que «es un registro confuso, no tan preciso como las lecturas del termómetro». Por ejemplo, si bien las capas anuales individuales del hielo en los testigos de perforación proporcionan una lectura directa de las condiciones atmosféricas antiguas, puede ser difícil descifrar qué capas pertenecen a qué años. Y puede haber caído nieve solo en invierno en algunas áreas, mientras que en otras pudo haber nevado durante todo el año, lo que dificulta la comparación de testigos de diferentes áreas.

Estas variables pueden hacer que la interpretación de los datos indirectos resulte compleja. Aún así, con la ayuda de métodos estadísticos y modelos climáticos modernos, Mann pudo hacer una reconstrucción de la temperatura promedio del hemisferio septentrional de los últimos 1.000 años. Mann estaba más interesado en los patrones de temperatura superficial que descubrió, pero sus colegas le sugirieron que representara también la temperatura promedio del hemisferio norte.

El Dr. Michael Mann es miembro del equipo de la Penn State University, donde imparte clases en los Departamentos de Meteorología y Geología, así como en el Earth and Evironmental Systems Institute. También es director del Centro Penn State Earth System Science (Foto por cortesía de on Golden).

«Fue este resultado aislado (el que habíamos pensado que era menos interesante de nuestro trabajo) lo que atrajo la mayor atención. Hablé de lo anómalo que era el calentamiento reciente», dice Mann. La gráfica reveló una tendencia alarmante. Las temperaturas se mantuvieron relativamente cálidas durante el medievo, se enfriaron después, pero aumentaron abruptamente empezando en torno a 1900, el mismo periodo en el que los seres humanos empezaron a quemar grandes cantidades de combustibles fósiles.

Conocido como el «gráfico del palo de hockey» por su forma distintiva, el artículo de Mann publicado en 1998 causó sensación. Tal evidencia vívida de las contribuciones humanas al calentamiento ayudó a catapultar a Mann y a la cuestión del cambio climático a la escena pública. Mientras tanto, algunos comentadores animaban a sus colegas a «romper el palo de hockey» y desacreditar la idea de una Tierra en proceso de calentamiento. Los ataques convencieron a Mann de la necesidad de propagar la investigación del cambio climático. «Me di cuenta de que tenía la responsabilidad de usar esta información para educar al público y a los políticos e intentar hacer algo bueno con esa oportunidad», comenta.

En 2001, la investigación de Mann se convirtió en una pieza central del Tercer Informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC). Estos informes, elaborados por científicos, son resúmenes de la investigación climática más actual e importante. Mann fue el autor principal del tercer informe, y recibió distinciones singulares por su labor. Por su trabajo para concienciar sobre la amenaza del cambio climático causado por los altos mandos, el IPCC y el antiguo vicepresidente Al Gore recibieron el Premio Nobel de la paz de 2007.

Mann sigue propagando la idea del calentamiento global en la actualidad. Además de su investigación científica, ha contribuido a crear la página web RealClimate.org, en la que los propios investigadores sobre el clima comentan las noticias climatológicas. Mann es también coautor del libro *ire Predictions*, en el que se explican al público general las complejidades de la ciencia del cambio climático.

«Fue este resultado aislado (el que habíamos pensado que era menos interesante de nuestro trabajo) lo que atrajo la mayor atención»

«Me di cuenta de que tenía la responsabilidad de usar esta información para educar al público y a los políticos e intentar hacer algo bueno con esa oportunidad»

Según Mann, los seres humanos todavía podemos enderezar el timón para evadir las peores consecuencias del calentamiento global. «Me gusta pensar que todos juntos, aquellos de nosotros que estamos comprometiendo al público con esta cuestión, estamos dando algunos pasos positivos hacia delante», comenta. Su principal mensaje es que «tenemos el futuro en nuestras manos».

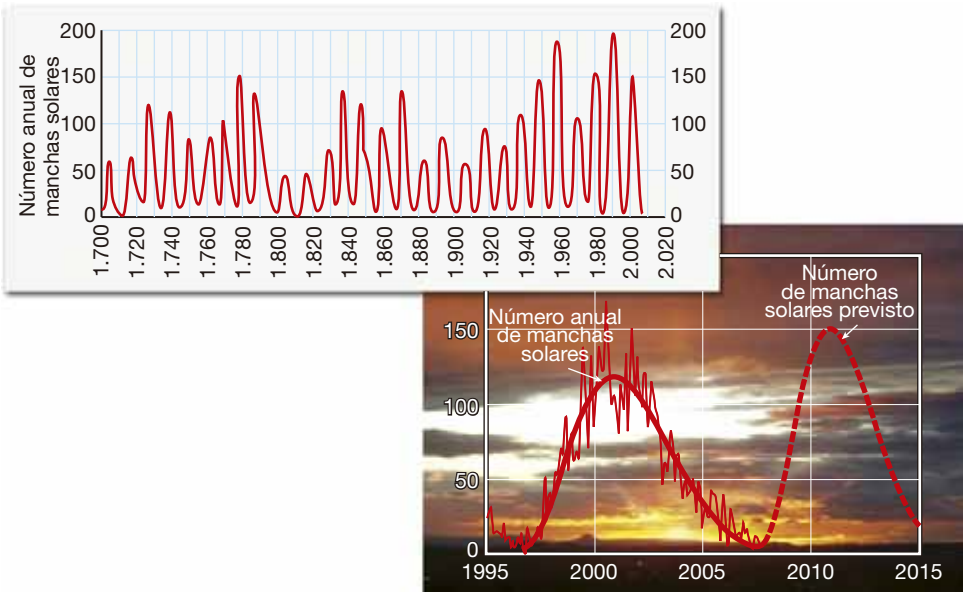


FIGURA 21.21. Número medio anual de manchas solares.

En referencia a estas coincidencias, algunos científicos han sugerido que dichas correlaciones parecen indicar que los cambios en el Sol son una causa importante del cambio climático. Pero otros científicos cuestionan seriamente esta idea. Sus dudas surgen en parte de investigaciones posteriores en las que se han utilizado registros climáticos diferentes de todo el mundo en los que no fue posible encontrar una correlación significativa entre la actividad solar y el clima. Aún más problemático es que no exista un mecanismo físico comprobable que explique el efecto alegado.

Manchas solares y sequía

Una segunda posible conexión Sol-clima, en una escala temporal diferente de la del ejemplo anterior, se refiere a variaciones en la precipitación más que en la temperatura. Un estudio extenso de los anillos de los árboles reveló un periodo recurrente de unos 22 años en el patrón de sequías del occidente de Estados Unidos. Esta periodicidad coincide con el ciclo magnético solar de 22 años antes mencionado.

Comentando esta posible conexión, un panel del *National Research Council* señaló:

> No ha aparecido todavía un mecanismo convincente que pueda conectar una característica tan sutil del Sol con los patrones de sequía en regiones limitadas. Además, el patrón cíclico de las sequías encontrado en los anillos de los árboles es en sí mismo una característica sutil que varía de un lugar a otro dentro de una amplia región del estudio[5].

[5] *Solar Variability, Weather and Climate* (Washington, D.C.: National Academy Press, 1982), pág. 7.

Sería mucho más fácil determinar las posibles conexiones entre la variabilidad solar y el clima si los investigadores pudieran identificar vínculos físicos entre el Sol y la atmósfera inferior. Pero, pese a la mucha investigación realizada, todavía no se ha establecido bien una conexión entre las radiaciones solares y la meteorología. Las aparentes correlaciones han vacilado casi siempre cuando se han sometido a examen estadístico crítico o cuando se han ensayado con diferentes conjuntos de datos. Como consecuencia, el tema se ha caracterizado por una controversia y debate continuos.

IMPACTO HUMANO SOBRE EL CLIMA GLOBAL

Hasta ahora hemos examinado cuatro posibles causas de cambio climático que son naturales. En esta sección comentaremos cómo los seres humanos contribuimos al cambio climático global (Recuadro 21.2). Un efecto es consecuencia en gran medida de la adición de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero a la atmósfera. Un segundo efecto se relaciona con la adición de los aerosoles generados por el ser humano a la atmósfera.

La influencia humana sobre el clima regional y global no empezó exactamente con el inicio del periodo industrial moderno. Hay buena evidencia de que las personas han estado modificando el entorno sobre áreas extensas durante miles de años. El uso del fuego y el exceso de pastoreo de las tierras marginales por los animales domésticos han reducido la abundancia y la distribución de la vegetación. Alterando la cobertura

La Tierra como sistema

Una posible relación entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico

RECUADRO 21.1

El Cretácico es el último periodo de la era Mesozoica, la era de la *vida media* que suele denominarse la «edad de los dinosaurios». Empezó hace unos 125,5 millones de años y finalizó hace alrededor de 65,5 millones de años con la extinción de los dinosaurios (y muchas otras formas de vida también) .

El clima del Cretácico fue uno de los más calientes en la larga historia de la Tierra. Los dinosaurios, que se asocian con temperaturas suaves, pastaban al norte del círculo ártico. Existían bosques tropicales en Groenlandia y la Antártida, y los arrecifes de coral se extendían 15 de latitud más próxima a los polos que en la actualidad. Depósitos de turba que acabarían formando capas generalizadas de carbón se acumularon en latitudes altas. El nivel del mar era hasta 200 m más alto que el actual, lo que indica que no había casquetes de hielo polar.

¿Cuál fue la causa de los climas inusualmente cálidos del periodo Cretácico? Entre los factores significativos que pueden haber contribuido se cuenta una intensificación del efecto invernadero debido a un aumento de la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera.

¿De dónde procedía el CO_2 añadido que contribuyó al calentamiento del Cretácico? Muchos geólogos sugieren que la fuente probable era la actividad volcánica. El dióxido de carbono es uno de los gases emitidos durante el vulcanismo, y en la actualidad hay considerable evidencia geológica de que el Cretácico medio fue una época en la que hubo una tasa inusualmente elevada de actividad volcánica. Se formaron inmensas llanuras de lava oceánica en el fondo del Pacífico occidental durante este periodo. Estas vastas estructuras se asociaron con puntos calientes que pueden haber sido el producto de grandes plumas del manto. Efusiones masivas de lava a lo largo de millones de años habrían ido acompañadas de la liberación de enormes cantidades de CO_2, que a su vez habrían potenciado el efecto invernadero atmosférico. *Por tanto, el calentamiento que caracterizó el Cretácico puede haber tenido sus orígenes en el manto profundo de la Tierra.*

Hubo otras probables consecuencias de este periodo extraordinariamente cálido que se relacionan con la actividad volcánica. Por ejemplo, las elevadas temperaturas globales y el enriquecimiento atmosférico en CO_2 del Cretácico produjeron aumentos en la cantidad y los tipos de fitoplancton (plantas diminutas, fundamentalmente microscópicas, como las algas) y otras formas de vida oceánicas. Esta expansión de la vida marina se refleja en los depósitos de creta asociados con el periodo Cretácico (Figura 21.A). La creta está constituida por las partes duras ricas en calcita de los organismos marinos microscópicos. El petróleo y el gas se originan por la alteración de los restos biológicos (fundamentalmente el fitoplancton). Algunos de los campos más importantes de petróleo y gas del mundo se encuentran en los sedimentos marinos de la época del Cretácico, una consecuencia de la mayor abundancia de vida marina durante esta época cálida.

Esta lista de posibles consecuencias relacionadas con el periodo extraordinario de vulcanismo durante el Cretácico dista mucho de ser completa, pero sirve para ilustrar las interrelaciones entre las partes del sistema Tierra. Materiales y procesos que, en principio, podría parecer que carecen por completo de relación resultan estar relacionados. Aquí, hemos visto cómo procesos que se originan en las zonas profundas del interior de la Tierra están conectados directa o indirectamente con la atmósfera, los océanos y la biosfera.

FIGURA 21.A. Los famosos depósitos de creta, conocidos como los White Cliffs of Dover, están asociados con la expansión de la vida marina que se produjo durante el calor excepcional del periodo Cretácico (Fotos de Jon Arnold/Getty Images).

Para más detalles sobre el final del Cretácico, *véase* el Capítulo 22.

del suelo, los humanos han modificado factores climatológicos tan importantes como el albedo de superficie, las velocidades de evaporación y los vientos de superficie. Comentando este aspecto de la modificación del clima inducida por el ser humano, el fallecido astrónomo Carl Sagan observó: «En contraste con la opinión prevaleciente en que solo los humanos actuales son capaces de alterar el clima, creemos que es más probable que la especie humana haya tenido un impacto sustancial y continuo sobre el clima desde la invención del fuego[6]».

[6] Carl Sagan et al., «Anthropogenic Albedo Changes and the Earth's Climate», *Science*, 206, n.º 4.425 (1980), pág. 367.

A veces los alumnos preguntan…

¿Hay conexión entre los cambios de la luminosidad solar y la reciente evidencia de calentamiento global?

Según la investigación reciente que utiliza los datos tomados por los satélites, parece que la respuesta es negativa . Los científicos que llevaron a cabo este análisis detallado indican que las variaciones en el brillo solar medido desde 1978, que es desde cuando se están realizando esas medidas, son demasiado pequeñas como para contribuir apreciablemente al calentamiento global acelerado experimentado en los últimos 30 años.

———

P. Foukal, *et al.*, «Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate», *ature*, vol. 443, 14 de septiembre de 2006, pág. 161-66.

Posteriormente estas ideas fueron reforzadas y expandidas por un estudio en el que se utilizaron datos recogidos de los testigos de perforación del hielo de la Antártida. Esta investigación sugería que los humanos pueden haber empezado a tener un impacto significativo sobre la composición atmosférica y las temperaturas globales hace miles de años.

> Los humanos empezaron a subir el termostato lentamente hace ya 8.000 años, cuando empezaron a talar los bosques para la agricultura, y hace 5.000 años con la llegada del cultivo húmedo del arroz. Los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono y metano, producidos por estos cambios habrían calentado el mundo…[7]

DIÓXIDO DE CARBONO, OTROS GASES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Antes hemos aprendido que el dióxido de carbono (CO_2) representa solo alrededor del 0,038 por ciento de los gases que componen el aire limpio y seco. No obstante, es un componente muy significativo desde el punto de vista meteorológico. El dióxido de carbono es influyente porque es transparente a la radiación solar de longitud de onda corta entrante, pero no lo es a alguna de la radiación de longitud de onda más larga que sale de la Tierra. Una parte de la energía que sale del terreno es absorbida por el CO_2 atmosférico. Esta energía es posteriormente reemitida, parte de ella de vuelta hacia la superficie, manteniendo de este modo el aire que está cerca del suelo más caliente de lo que estaría sin el CO_2.

[7] An Early Start for Greenhouse Warming?, *Science*, vol. 303, 16 de enero de 2004. Este artículo es un informe sobre una presentación del climatólogo William Ruddiman en la reunión de la American Geophysical Union en diciembre de 2003.

Así pues, junto con el vapor de agua, el dióxido de carbono es en gran medida responsable del *efecto invernadero* de la atmósfera. El dióxido de carbono es un importante absorbente de calor, de lo que se deduce lógicamente que cualquier cambio en el contenido de CO_2 del aire podría alterar las temperaturas en la atmósfera inferior.

Los niveles de CO_2 están aumentando

La tremenda industrialización de la Tierra experimentada en los dos siglos pasados ha sido alimentada (y todavía lo es) por la quema de los combustibles fósiles: carbón, gas natural y petróleo (*véase* Figura 23.4, pág. 749). La combustión de estos combustibles ha añadido grandes cantidades de dióxido de carbono a la atmósfera.

El uso de carbón y otros combustibles es el medio más prominente por el cual los seres humanos añaden CO_2 a la atmósfera, pero no es la única manera. La tala de los bosques contribuye también de manera sustancial, porque se libera CO_2 cuando la vegetación se quema o se descompone. La deforestación es particularmente pronunciada en los trópicos, donde se talan vastas extensiones para ganadería y agricultura o son sometidas a ineficientes operaciones de la tala comercial (Figura 21.22). Según las estimaciones U.N., durante la década de 1990 se destruyeron cada año de una forma permanente casi 10,2 millones de hectáreas de bosque tropical. Entre los años 2000 y 2005 la cifra promedio ascendió hasta 10,4 millones de hectáreas por año.

Algo del exceso de CO_2 es captado por las plantas o disuelto en el océano. Se estima que del 45 al 50 por ciento permanece en la atmósfera. La Figura 21.23 es un registro gráfico de los cambios que se han producido en el CO_2 atmosférico en los últimos 400.000 años. Durante este largo periodo, las fluctuaciones naturales oscilaron entre alrededor de 180 y 300 ppm. Como consecuencia de las actividades humanas, el nivel de CO_2 actual es alrededor de un 30 por ciento más elevado que su nivel más alto como mínimo a lo largo de los últimos 350.000 años. El rápido aumento en las concentraciones de CO_2 desde el comienzo de la industrialización es obvio. La tasa anual a la cual están creciendo las concentraciones de CO_2 atmosférico han ido aumentando a lo largo de las últimas décadas (Figura 21.24).

La respuesta de la atmósfera

Dado el aumento en el contenido de dióxido de carbono atmosférico, ¿han aumentado las temperaturas globales en realidad? La respuesta es sí. Según un informe de 2007 del *Intergovernmental Panel on Climate*

A.

B.

FIGURA 21.22. La tala de los bosques tropicales es una cuestión ambiental importante. Además de la pérdida de biodiversidad, la deforestación tropical es una fuente significativa de dióxido de carbono. A. Esta imagen de satélite tomada en agosto de 2007 muestra la deforestación del bosque tropical en la Amazonia en el oeste brasileño. El bosque intacto aparece en verde oscuro mientras que las áreas taladas están en color marrón (tierra desnuda) o verde claro (cosechas y pasto) (NASA). B. Los fuegos se utilizan a menudo para limpiar el terreno. Esta escena es también de la cuenca amazónica de Brasil (Foto de Pete Oxford/Nature Picture Library).

Change (IPCC), «el calentamiento del sistema climático es inequívoco, como se pone ahora de manifiesto a partir de las observaciones de aumentos en las temperaturas promedio globales de los océanos y del aire, la fusión generalizada de la nieve y el hielo, y la elevación global del nivel del mar»[8]. La mayor parte del aumento observado en las temperaturas promedio globales desde mediados del siglo XX se debe *muy probablemente* al aumento observado en las concentraciones de gases de efecto invernadero generados por los humanos. (Tal como el IPCC lo utiliza, *muy probablemente* indica una probabilidad del 90-99 por ciento.) El calentamiento global desde mediados de la década de 1970 es ahora de unos 0,6 °C y el calentamiento total en el siglo pasado es de unos 0,8 °C. La tendencia ascendente en las temperaturas de superficie se muestra en la

[8] IPCC, Summary for Policy Makers, en *Climate Change 2007*: *The Physical Science Basis*. Pág. 4. Cambridge Universtiy Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY.

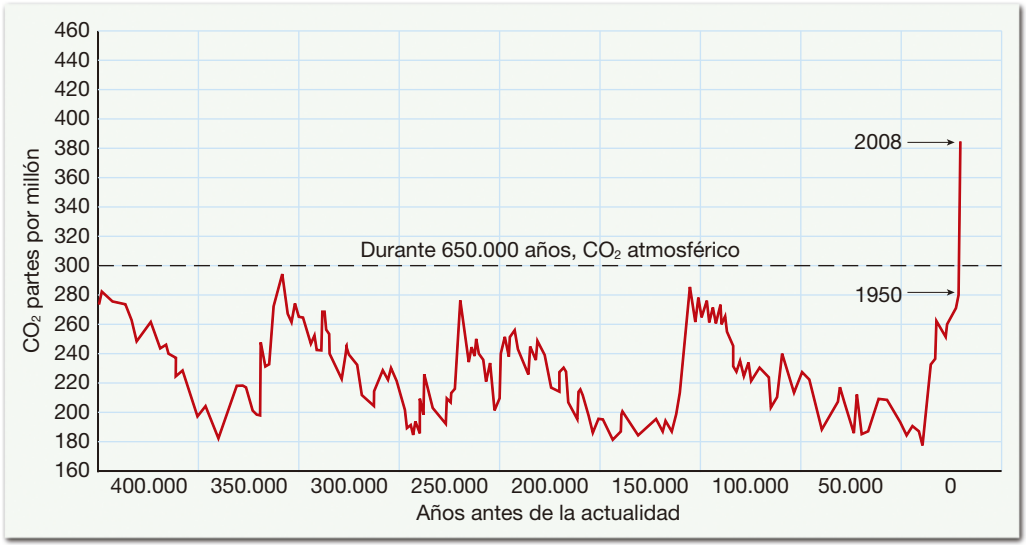


FIGURA 21.23. Concentraciones de dióxido de carbono durante los últimos 400.000 años. La mayor parte de los datos procede del análisis de las burbujas de aire atrapadas en los testigos de perforación del hielo. El registro que se lleva desde 1958 procede de las determinaciones directas del CO_2 atmosférico tomadas en el Observatorio Mauna Loa hawaiano. Resulta obvio el rápido aumento de las concentraciones de CO_2 desde el comienzo de la revolución industrial.

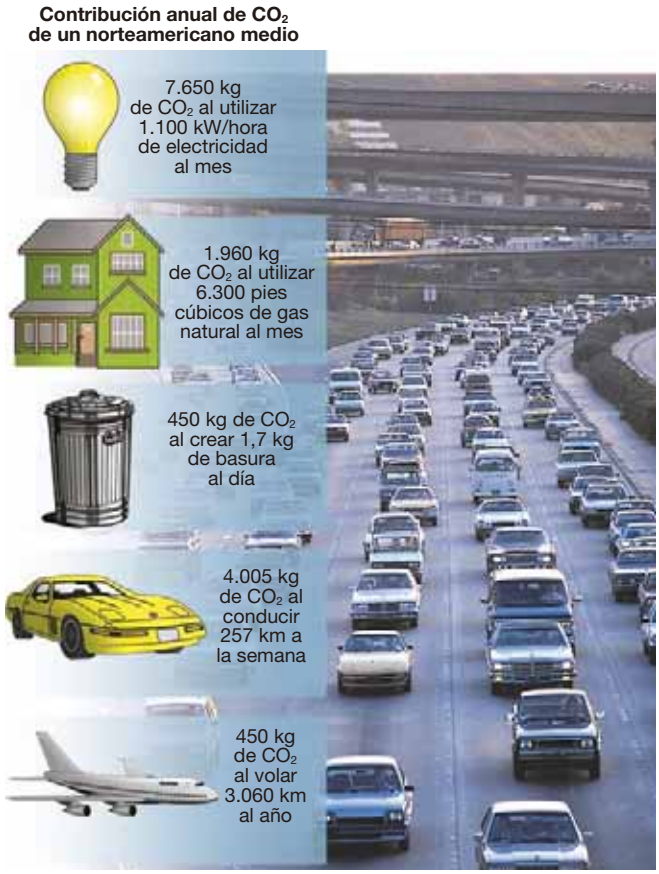


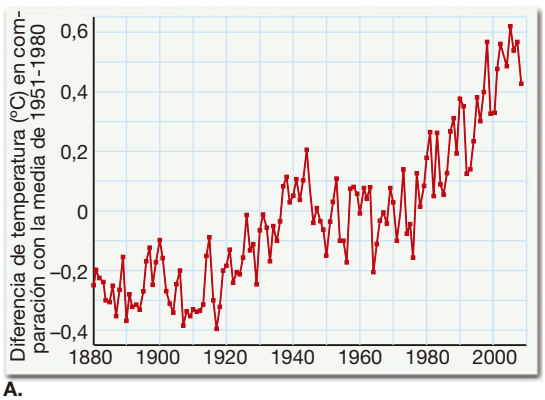
FIGURA 21.24. Los norteamericanos son responsables de alrededor del 25 por ciento de las emisiones de gases de efecto invernadero del mundo. Esto supone hasta 24.300 kg de dióxido de carbono al año para un americano medio, lo que corresponde a unas cinco veces las emisiones del ciudadano mundial medio. En este diagrama se representan algunas de las formas mediante las cuales los estadounidenses contribuyen a estas emisiones. (Datos tomados de diversas agencias gubernamentales de Estados Unidos; foto de Jerry Schad/Photo Researchers, Inc.).

Figura 21.25A. En el mapa mundial de la Figura 21.25B se compara las temperaturas de superficie para 2008 con el periodo basal (1951-1980). Puede observarse que el mayor calentamiento ha tenido lugar en la Antártida y en las regiones vecinas de latitudes altas. Aquí hay algunos hechos relacionados.

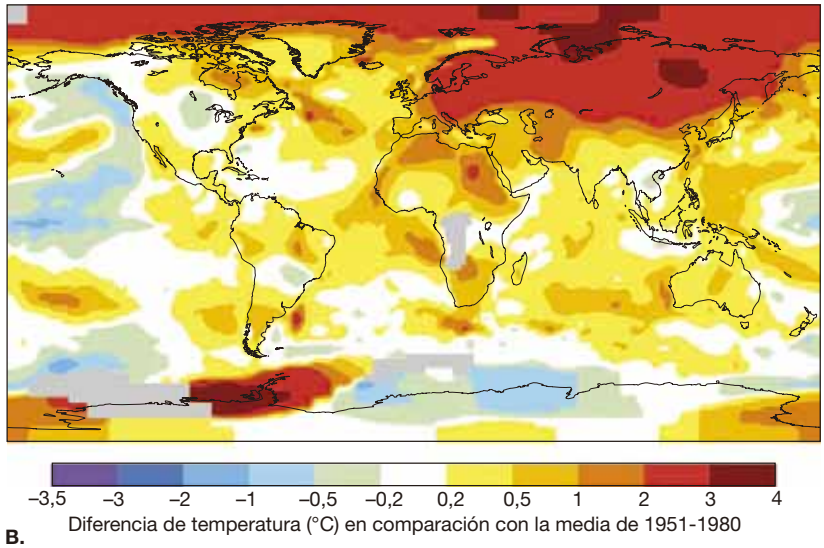
- Cuando consideramos el lapso temporal para el cual disponemos de registros instrumentales (desde 1850), 13 de los últimos 40 años se encuentran entre los 14 más cálidos (Figura 21.26).
- La temperatura media global es ahora más alta que en cualquier momento de, como mínimo, los últimos 500 a 1.000 años.
- La temperatura promedio del océano global ha aumentado hasta profundidades de por lo menos 3.000 m.

¿Están causadas por la actividad humana estas tendencias de temperatura, o se habrían producido de cualquier manera? El consenso científico del IPCC es que la actividad humana fue *muy probablemente* responsable de la mayor parte del aumento de temperatura desde 1950.

¿Y qué pasa con el futuro? Las proyecciones para los años venideros dependen en parte de las cantidades de gases de efecto invernadero que se emitan. En la Figura 21.27 se muestran las mejores estimaciones de calentamiento global para diversos escenarios diferentes. El informe del IPCC de 2007 también establece que si hay una duplicación del nivel de dióxido de carbono preindustrial (280 ppm) a 560 ppm, el aumento «probable» de temperatura se situará en el intervalo de 2 a 4,5 °C. Es «muy improbable» (probabilidad del uno al 10 por ciento) que el aumento sea inferior a 1,5 °C y no pueden descartarse valores superiores a 4,5 °C.



A.



B.

FIGURA 21.25. A. En el gráfico se muestra el cambio de temperatura global en grados centígrados desde el año 1880. B. El mapa mundial muestra cómo las temperaturas de 2008 se desviaron de la media del periodo básico de cálculo de 1951-1980. Destacan claramente las latitudes altas en el hemisferio norte (Tomado de NASA/Goddard Institute for Space Studies).

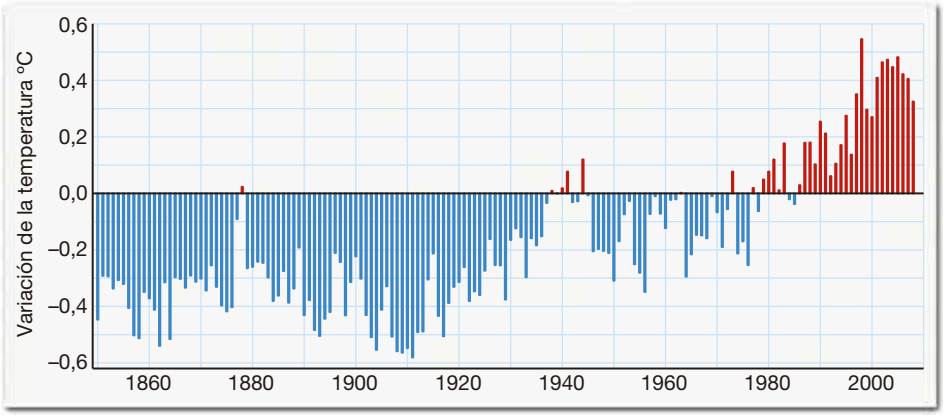


FIGURA 21.26. Variaciones anuales de la temperatura global media para el periodo 1850 a 2008. La base para la comparación es el promedio para el periodo 1961-1990 (la línea 0,0 del gráfico). Cada barra del gráfico representa una desviación de la temperatura media global con respecto al promedio de 1961-1990 para un año concreto. Por ejemplo, la temperatura media global para 1862 fue más de 0,5 C inferior al promedio de 1961-1990, mientras que la media global para 1998 fue más de 0,5 C superior.

El papel de los oligogases

El dióxido de carbono no es el único gas que contribuye al aumento global de la temperatura. En los últimos años los meteorólogos han comprendido que las actividades industriales y agrícolas del ser humano están causando una acumulación de diversos oligogases que también desempeñan un papel significativo. Las sustancias se denominan *oligogases* porque su concentración es mucho menor que la del dióxido de carbono. Los oligogases más importantes son el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y los clorofluocarbonados (CFC). Estos gases absorben longitudes de onda de la radiación que sale de la Tierra que de otro modo escaparían al espacio. Individualmente su impacto es modesto, pero en conjunto los efectos de estos oligogases desempeñan un papel significativo en el calentamiento de la troposfera.

El metano está presente en cantidades mucho menores que el CO_2, pero su importancia es mayor de lo que indicaría su concentración relativamente pequeña (Figura 21.28). La razón es que el metano absorbe la

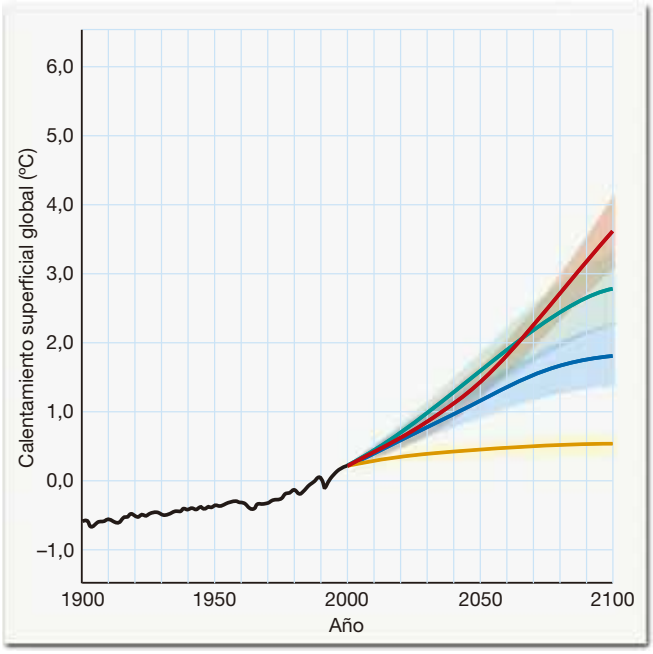


FIGURA 21.27. La mitad izquierda del gráfico (línea negra) muestra los cambios de temperatura globales para el siglo XX. La mitad derecha muestra el calentamiento global proyectado en diferentes escenarios de emisiones. La zona sombreada adyacente a cada línea coloreada muestra un intervalo de incertidumbre para cada escenario. La base para la comparación (0,0 en el eje vertical) es el promedio global para el periodo 1980-1999. La línea naranja representa el escenario en el cual las concentraciones de dióxido de carbono se mantuvieron constantes en los valores del año 2000 (Tomado de IPCC, 2007).

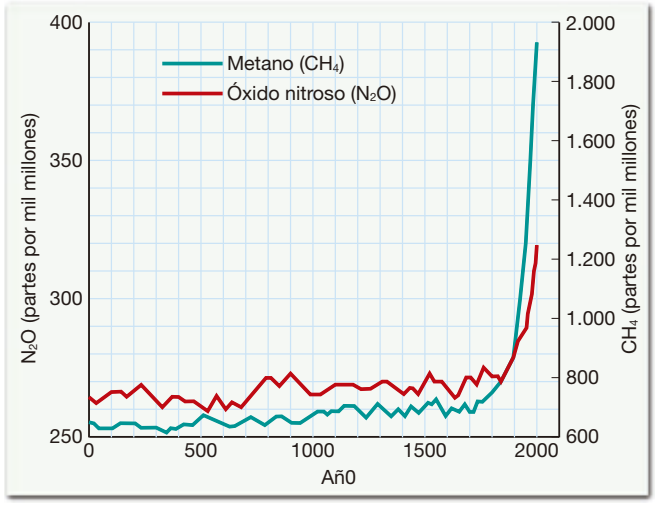


FIGURA 21.28. Aumentos en las concentraciones de dos oligogases, el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O), que contribuyen al calentamiento global. Es obvia la elevación clara durante la era industrial (Tomado de U.S. Global Change Research Program).

radiación infrarroja emitida por la Tierra con una eficacia unas 20 veces mayor que el CO_2.

El metano es producido por las bacterias anaerobias en lugares húmedos donde el oxígeno es escaso (anaerobio significa «sin aire», específicamente sin oxígeno). Dichos lugares son los pantanos, las marismas, las ciénagas y el intestino de las termitas y los rumiantes como el ganado vacuno y ovino. El metano se genera también en los arrozales inundados (pantanos artificiales) utilizados para cultivar arroz. La minería del carbón y las perforaciones para extraer petróleo y gas natural son otras fuentes, porque el metano es un subproducto de la formación de estos combustibles (Figura 21.29).

La concentración de metano en la atmósfera ha aumentado con rapidez desde 1800, un aumento que ha seguido el ritmo de crecimiento de la población humana. Esta relación refleja la estrecha conexión entre la formación de metano y la agricultura. Según ha aumentado la población, lo ha hecho el número de vacas y de arrozales.

El óxido nitroso, a veces llamado «gas de la risa», también se está acumulando en la atmósfera, aunque no con tanta rapidez como el metano (*véase* Figura 21.28). El aumento es consecuencia fundamentalmente de la actividad agrícola. Cuando los granjeros utilizan fertilizantes de nitrógeno para reforzar las cosechas, algo del nitrógeno entra en el aire como óxido nitroso. Este gas se produce también en la combustión de los combustibles fósiles a temperatura elevada. Su liberación anual en la atmósfera es pequeña, pero la vida de una molécula de óxido nitroso es de unos 150 años. Si el empleo de fertilizantes de nitrógeno y combustibles fósiles crece a los ritmos previstos, el óxido nitroso puede hacer una contribución al calentamiento por el

A.

B.

FIGURA 21.29. A. La minería del carbón y la perforación para encontrar petróleo y gas natural son fuentes de metano. Esta gran llama corresponde al metano que se está quemando en un pozo de petróleo. B. El metano lo producen también las bacterias anaerobias en lugares húmedos, donde el oxígeno es escaso (anaerobio significa «sin aire», específicamente, sin oxígeno). Esos lugares son los pantanos, los humedales, las marismas y los intestinos de las termitas y de los rumiantes, como el ganado vacuno y el ovino. También se genera metano en los arrozales (Foto de la izquierda de Kim Steele/Getty Images; foto de la derecha de Moodboard/CORBIS).

efecto invernadero que se aproxime a la mitad de la del metano.

A diferencia del metano y el óxido nitroso, los clorofluorocarbonos (CFC) no están presentes de forma natural en la atmósfera. Son productos químicos fabricados con muchos usos que han ganado notoriedad porque son responsables del agotamiento del ozono en la estratosfera. El papel de los CFC en el calentamiento global se conoce peor. Los clorofluorocarbonos son gases de efecto invernadero muy eficaces. No empezaron a producirse hasta la década de 1920 y no se utilizaron en grandes cantidades hasta la de 1950, pero ya contribuyen al efecto invernadero a un nivel igual al del metano. Aunque se han tomado acciones correctoras, los niveles de clorofluorocarbonados *no* disminuirán rápidamente. Los CFC permanecen en la atmósfera durante décadas, de modo que aun en el caso de que se interrumpieran inmediatamente todas las emisiones de CFC, la atmósfera no se libraría de ellos durante muchos años.

El dióxido de carbono es claramente la causa individual más importante del global calentamiento invernadero previsto. Sin embargo, no es el único que contribuye. Cuando se reúnen y proyectan en el futuro los efectos de todos los gases de invernadero generados por el ser humano distintos del CO_2, su impacto colectivo aumenta de manera significativa el efecto causado por el CO_2 solo.

Modelos sofisticados de ordenador demuestran que el calentamiento de la atmósfera interior provocado por el CO_2 y los oligogases no será igual en todas partes. Antes bien, la respuesta de temperatura en las regiones polares podría ser el doble o el triple que el promedio mundial. Una razón es que la troposfera polar es muy estable, lo que suprime la mezcla vertical y por tanto limita la cantidad de calor de superficie transferido hacia arriba. Además, la reducción prevista del hielo contribuirá también al mayor aumento de temperatura. Este tema se explorará con más detalle en la sección siguiente.

A veces los alumnos preguntan…

¿Qué es el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático?

Al reconocer el problema del posible cambio climático global, la organización meteorológica mundial y el programa ambiental de las Naciones Unidas establecieron el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) en 1988. El IPCC evalúa la información científica, técnica y socioeconómica que es relevante para entender el cambio climático inducido por el ser humano. Este grupo autorizado proporciona asesoramiento a la comunidad mundial a través de informes periódicos que evalúan el estado de conocimiento de las causas del cambio climático. Más de 1.250 autores y 2.500 revisores científicos de más de 130 países contribuyeron al informe más reciente del IPCC, Cambio Climático 2007: el Cuarto Informe de Evaluación (*Climate Change The ourth Assessment Report)*.

MECANISMOS DE RETROALIMENTACIÓN DEL CLIMA

El clima es un sistema físico interactivo muy complejo. Por tanto, cuando se altera algún componente del sistema climático, los científicos deben considerar muchos posibles resultados. Esos posibles resultados se denominan **mecanismos de retroalimentación del clima** y complican los esfuerzos de elaboración de modelos climáticos además de añadir mayor incertidumbre a las predicciones climatológicas.

¿Qué mecanismos de retroalimentación del clima están relacionados con el dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero? Un mecanismo importante es que temperaturas de superficie más calientes aumentan las tasas de evaporación. Esto a su vez aumenta el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Recordemos que el vapor de agua es un absorbente de la radiación emitida por la Tierra incluso más potente que el dióxido de carbono. Por consiguiente, con más vapor de agua en el aire, se refuerza el aumento de la temperatura causado por el dióxido de carbono y los oligogases.

Recordemos que el aumento de la temperatura a latitudes altas puede ser dos o tres veces superior al promedio global. Esta suposición se basa en parte en la probabilidad de que el área cubierta por el mar de hielo disminuya a medida que aumentan las temperaturas de superficie. Dado que el hielo refleja un porcentaje mucho mayor de radiación solar entrante que el agua abierta, la fusión del mar de hielo sustituirá una superficie muy reflectante por una superficie relativamente oscura (Figura 21.30). El resultado es un aumento sustancial de la absorción de energía solar en la superficie, que a su vez, retroalimenta a la atmósfera y amplifica el aumento inicial de la temperatura creado por niveles más elevados de gases invernadero.

Hasta ahora los mecanismos de retroalimentación del clima comentados han amplificado la elevación de la temperatura causada por la acumulación de dióxido de carbono. Dado que estos efectos refuerzan el cambio inicial, se denominan **mecanismos de retroalimentación positiva**. Sin embargo, otros efectos deben clasificarse como **mecanismos de retroalimentación negativa** porque producen resultados que son exactamente opuestos al cambio inicial y tienden a compensarlo.

Un resultado probable de una elevación de la temperatura global sería un aumento acompañante de

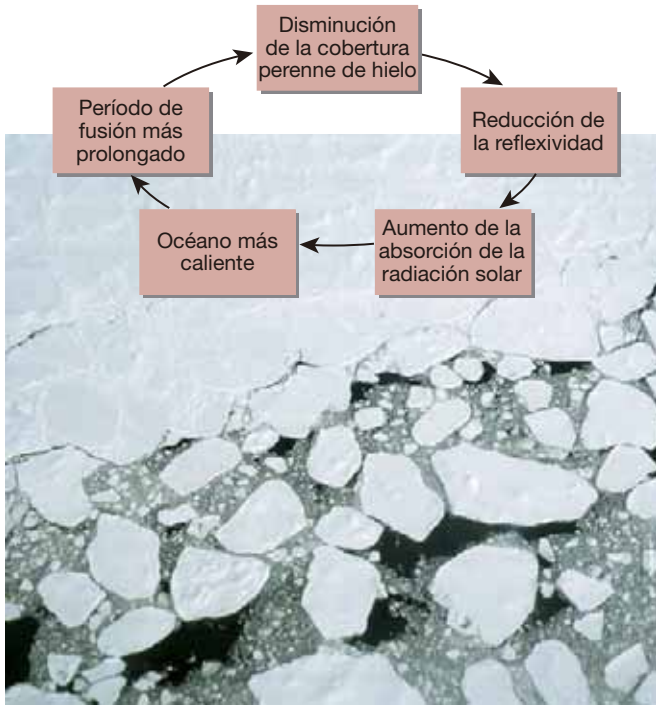


FIGURA 21.30. En esta imagen de satélite se muestra la ruptura durante la primavera del mar de hielo próximo a la Antártida. Se inserta un probable bucle de retroalimentación. Una disminución del mar de hielo actuaría como un mecanismo de retroalimentación positiva porque la reflectividad superficial disminuiría y la cantidad de energía absorbida en la superficie aumentaría (Reproducido con permiso de «Science» (cubierta, 25 enero 2002). Copyright American Association for the Advancement of Science. Foto: D.N. Thomas).

la cobertura de nubes, debido al mayor contenido de humedad de la atmósfera. La mayor parte de las nubes son buenos reflectores de la radiación solar. Al mismo tiempo, sin embargo, son también buenos absorbentes y emisores de la radiación emitida por la Tierra. Por consiguiente, las nubes producen dos efectos opuestos. Por un lado, constituyen un mecanismo de retroalimentación negativa porque aumentan la reflexión de la radiación solar y por tanto disminuyen la cantidad de energía solar disponible para calentar la atmósfera. Por otro lado, las nubes actúan como un mecanismo de retroalimentación positiva al absorber y emitir la radiación que de lo contrario se perdería desde la troposfera.

¿Qué efecto es más fuerte, si lo es alguno? Los modelos atmosféricos demuestran que el efecto negativo de una mayor reflectividad es dominante. Por consiguiente, el resultado neto de un aumento de la nubosidad debe ser una disminución de la temperatura del aire. Sin embargo, no se cree que la magnitud de esta retroalimentación negativa sea tan grande como la retroalimentación positiva causada por la adición de humedad y la disminución del mar de hielo. Por tanto, aunque aumentos de la cobertura de nubes pueden compensar en parte un aumento de la temperatura global, los modelos climáticos demuestran que el efecto último del aumento proyectado de CO_2 y oligogases seguirá siendo un aumento de la temperatura.

El problema del calentamiento global causado por los cambios inducidos por el ser humano en la composición atmosférica sigue siendo uno de los aspectos más estudiados del cambio climático. Ningún modelo incorpora todavía la gama completa de factores y retroacciones posibles, pero el consenso científico es que el aumento de los niveles de dióxido de carbono y de oligogases atmosféricos producirá un planeta más caliente con una distribución diferente de regímenes climáticos.

CÓMO INFLUYEN LOS AEROSOLES EN EL CLIMA

El aumento de los niveles de dióxido de carbono y otros gases de invernadero en la atmósfera es la influencia humana más directa sobre el clima global. Pero no es el único impacto. El clima mundial se ve afectado también por actividades humanas que contribuyen al contenido de aerosoles de la atmósfera. Recordemos que los aerosoles son partículas diminutas, a menudo microscópicas, de líquido y sólido suspendidas en el aire. A diferencia de las gotitas de las nubes, los aerosoles están presentes incluso en el aire relativamente seco. Los aerosoles atmosféricos están compuestos por muchos materiales diferentes, entre ellos suelo, humo, sal del mar y ácido sulfúrico. Las fuentes naturales son numerosas e incluyen fenómenos como las tormentas de polvo y los volcanes.

En la actualidad la contribución humana de aerosoles a la atmósfera es igual a la cantidad emitida por fuentes naturales. La mayor parte de los aerosoles generados por el ser humano procede del dióxido de azufre emitido durante la combustión de los combustibles fósiles y como consecuencia de la quema de vegetación para limpiar la tierra agrícola. Reacciones químicas en la atmósfera convierten el dióxido de azufre en aerosoles de sulfato, el mismo material que produce la precipitación ácida.

¿Cómo afectan los aerosoles al clima? Los aerosoles actúan directamente reflejando la luz solar de vuelta al espacio e indirectamente convirtiendo las nubes en reflectores «más brillantes». El segundo efecto se relaciona con el hecho de que muchos aerosoles (como los compuestos que tienen sal o ácido sulfúrico) atraen agua y por tanto son especialmente efectivos como núcleos de condensación de nubes. La cantidad de aerosoles producidos por las actividades humanas (en especial las emisiones industriales) desencadenan un aumento del número de gotitas que se forman dentro de una nube. Un mayor número de gotitas pequeñas aumenta

ENTENDER LA TIERRA

Modelos informáticos del clima: herramientas importantes, pero imperfectas

RECUADRO 21.2

El sistema climático de la Tierra es extraordinariamente complejo. Los actualizados y exhaustivos modelos de simulación climática se cuentan entre las herramientas básicas utilizadas para elaborar posibles escenarios de cambio climático. Se basan en leyes fundamentales de la física y la química e incorporan interacciones humanas y biológicas. Los modelos simulan muchas variables: temperatura, precipitación, cobertura de nieve, humedad del suelo, vientos, nubes, mar de hielo y circulación oceánica por el globo terráqueo entero a través de las estaciones y a lo largo de décadas.

En muchos otros campos de estudio, las hipótesis pueden ser probadas por experimentación directa en el laboratorio o por observaciones y medidas en el campo. Sin embargo, esto no suele ser posible en el estudio del clima. Por el contrario, los científicos deben construir modelos de ordenador de cómo funciona el sistema climático de nuestro planeta. Si entendemos el sistema climático correctamente construimos el modelo apropiado, el comportamiento del sistema climático del modelo debe imitar el comportamiento del sistema climático terrestre (Figura 21.B).

¿Qué factores influyen en la precisión de los modelos climáticos? Por supuesto, los modelos matemáticos son versiones *simplificadas* y no pueden captar su completa complejidad, en especial a escalas geográficas menores. Además, cuando se utilizan modelos de ordenador para simular el cambio climático futuro, tienen que hacerse muchas suposiciones que influyen de manera significativa en el resultado. Debe considerarse una serie de posibilidades para los cambios futuros en la población, el crecimiento económico, el consumo de combustibles fósiles, el desarrollo tecnológico, los avances en la eficiencia energética, y más.

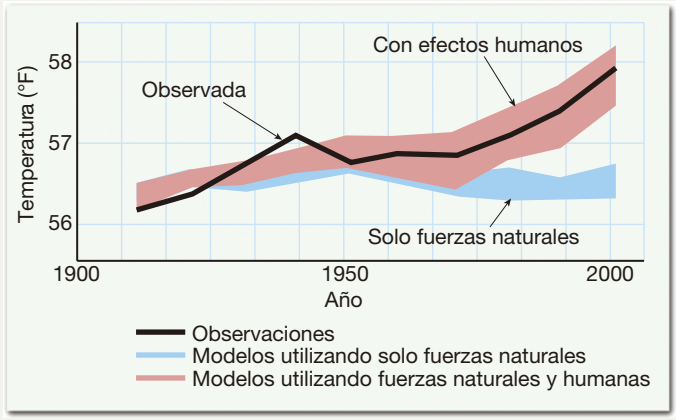


FIGURA 21.B. La banda azul muestra cómo habría cambiado la temperatura media global solo como consecuencia de las fuerzas naturales, según modelos climáticos simulados. La banda roja muestra las proyecciones de los efectos combinados de las fuerzas humanas y naturales del modelo. La línea negra muestra las temperaturas promedio globales reales observadas. Como indica la banda azul, sin influencia humana, la temperatura durante el pasado siglo primero habría aumentado y luego habría disminuido ligeramente en las décadas recientes. Las bandas de colores se utilizan para expresar el intervalo de incertidumbre. (Tomado del U.S. Global Change Research Program).

A pesar de los muchos obstáculos, nuestra capacidad para usar los superordenadores para simular el clima sigue mejorando. Los modelos actuales están lejos de ser infalibles, pero son herramientas potentes para entender a qué podría parecerse el clima futuro de la Tierra.

el brillo de la nube, es decir, se refleja más luz solar de vuelta al espacio.

Al reducir la cantidad de energía solar disponible para el sistema climático, los aerosoles tienen un efecto enfriador neto. Los estudios indican que el efecto refrigerador de los aerosoles generados por los seres humanos compensa una porción del calentamiento global causado por las crecientes cantidades de gases de invernadero en la atmósfera. Por desgracia, la magnitud y extensión del efecto enfriador de los aerosoles es muy incierta. Esta incertidumbre constituye un obstáculo significativo para que avancemos en nuestra comprensión de cómo los seres humanos alteran el clima de la tierra.

Es importante señalar algunas diferencias significativas entre el calentamiento global por los gases de invernadero y el enfriamiento por los aerosoles. Después de ser emitidos, los gases de invernadero, como el dióxido de carbono, permanecen en la atmósfera durante muchas décadas. Por el contrario, los aerosoles liberados en la troposfera permanecen allí solo unos pocos días o a lo sumo unas pocas semanas antes de ser «lavados» por la precipitación. Dada su breve vida en la troposfera, los aerosoles no están distribuidos uniformemente por el globo terráqueo. Como cabe esperar, los aerosoles generados por el ser humano están concentrados cerca de las áreas que los producen, a saber las regiones industrializadas que queman combustibles fósiles y las zonas de terreno donde se quema la vegetación (Figura 21.31).

Al ser corta su vida en la atmósfera, el efecto de los aerosoles sobre el clima actual se determina por la cantidad emitida durante el par de semanas precedentes. Por el contrario, el dióxido de carbono y los oligogases liberados en la atmósfera permanecen durante periodos mucho más prolongados y por tanto influyen en el clima durante muchas décadas.

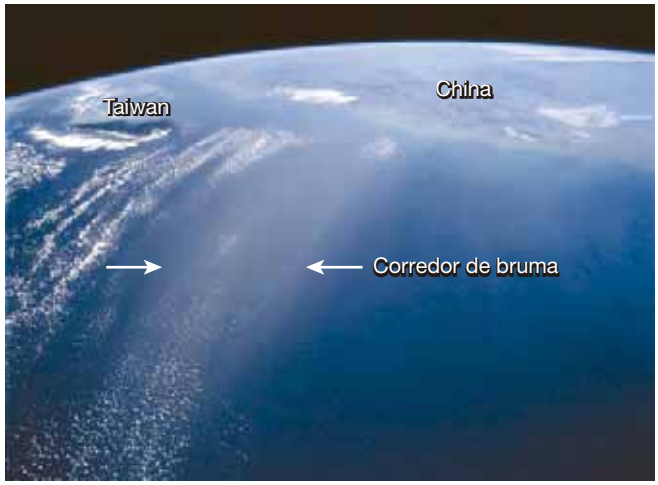


FIGURA 21.31. Los aerosoles generados por el ser humano se concentran cerca de las áreas donde se producen. Como los aerosoles reducen la cantidad de energía solar disponible para el sistema climático, tienen un efecto refrigerador neto. Esta imagen de satélite muestra una cubierta densa de contaminación que se aleja de la costa china. La pluma tiene unos 200 km de ancho y más de 600 km de largo (Imagen de la NASA).

ALGUNAS CONSECUENCIAS POSIBLES DEL CALENTAMIENTO GLOBAL

¿Qué consecuencias cabe esperar si el contenido de dióxido de carbono de la atmósfera alcanza un nivel que es el doble de lo que era en el siglo XX? Dado que el sistema climático es tan complejo, predecir la distribución de cambios regionales concretos es pura especulación. Todavía no es posible determinar con precisión cuestiones específicas como dónde o cuándo será más seco o más húmedo. No obstante, pueden proporcionarse escenarios plausibles para escalas espaciales y temporales más grandes.

Como ya se ha indicado, la magnitud del aumento de temperatura no será igual en todas partes. La elevación de la temperatura será probablemente más pequeña en los trópicos y aumentará hacia los polos. En lo que se refiere a la precipitación, los modelos indican que algunas regiones experimentarán precipitaciones y escorrentía más significativas. Sin embargo, otras experimentarán un descenso de la escorrentía debido a la reducción de las precipitaciones o una mayor evaporación causada por las temperaturas más elevadas.

En la Tabla 21.1 se resumen algunos de los efectos más probables y sus posibles consecuencias. También se proporcionan las estimaciones del IPCC para la probabilidad de cada efecto. Los niveles de confianza para dichas proyecciones varían desde «*probable*» (probabilidad del 67 al 90 por ciento) hasta «*muy probable*» (probabilidad del 90 al 99 por ciento) y hasta *prácticamente segura* (probabilidad superior al 99 por ciento). En el Recuadro 21.3 se indican las posibles consecuencias clave del cambio climático para Estados Unidos en el siglo XXI.

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué son los escenarios y por qué se utilizan?

Un escenario es un ejemplo de lo que podría suceder bajo un conjunto completo de suposiciones. Los escenarios son una forma de examinar cuestiones sobre un futuro incierto. Por ejemplo, las tendencias futuras para el uso de combustible fósil y otras actividades humanas son inciertas. Por consiguiente, los científicos han desarrollado una serie de escenarios de cómo puede cambiar el clima en función de una amplia variedad de posibilidades para estas variables.

Elevación del nivel del mar

Un impacto significativo del calentamiento global inducido por el hombre es una elevación del nivel del mar (Figura 21.32), lo que podría amenazar a las ciudades costeras, los humedales y las islas llanas con inundaciones más frecuentes, aumento de erosión de las costas e invasión de los ríos y acuíferos costeros por el agua del mar.

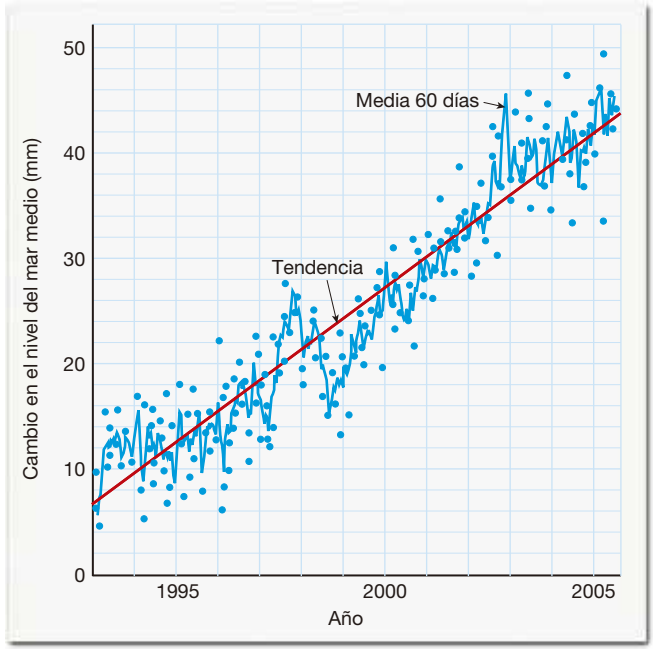


FIGURA 21.32. Utilizando datos procedentes de satélites y de barcos, se determinó que el nivel del mar había ascendido una media de 3 mm al año entre 1993 y 2005. Los investigadores atribuyeron alrededor de la mitad de la elevación a la fusión del hielo glaciar y la otra mitad a la expansión térmica. La elevación del nivel del mar puede afectar de manera adversa a algunas de las zonas más densamente pobladas de la Tierra (NSAS/Jet Propulsion Laboratory).

Tabla 21.1. Cambios y efectos globales previstos del calentamiento global en el siglo XXI.

Cambios previstos y probabilidad estimada	Ejemplos de los impactos proyectados
Temperaturas máximas más elevadas; más días calientes y olas de calor en casi todas las áreas de terreno (*prácticamente seguro*)	Aumento de la incidencia de fallecimientos y enfermedades graves en los grupos de población de mayor edad en las zonas urbanas pobres. Aumento del estrés por calor en el ganado y en la vida salvaje. Cambios en los destinos turísticos. Aumento del riesgo de deterioro de una serie de cosechas. Aumento de la demanda de refrigeración eléctrica y reducción de la fiabilidad del suministro de energía.
Temperaturas mínimas más elevadas; menos días fríos, heladas y olas de frío en casi todas las zonas de suelo (*prácticamente seguro*)	Disminución de la morbilidad y la mortalidad humana relacionada con el frío. Disminución del riesgo de que se estropee una serie de cosechas y aumento del riesgo para otras. Ampliación de la gama y la actividad de algunos insectos y vectores de enfermedad. Reducción de la demanda de energía calorífica.
Aumento de la frecuencia de acontecimientos de precipitación intensa en la mayor parte de las zonas (*muy probable*)	Aumento de las inundaciones, deslizamientos de terreno, avalanchas y coladas de depósitos. Aumento de la erosión del suelo. El aumento de la escorrentía podría aumentar la recarga de algunos de los acuíferos de llanura. Aumento de la presión sobre los seguros gubernamentales y privados frente a inundaciones y alivio de desastres.
Aumento de las zonas afectadas por la sequía (*probable*)	Disminución de la producción de las cosechas. Aumento de los daños a los cimientos de los edificios causados por retracción del suelo. Disminución de la cantidad y la calidad de los recursos hídricos. Aumento del riesgo de incendios forestales.
Aumento de la actividad de los ciclones tropicales intensos (*probable*)	Aumento de los riesgos para la vida humana, riesgos de epidemias de enfermedades infecciosas y muchos otros riesgos. Aumento de la erosión costera y del daño a los edificios y las infraestructuras costeras. Aumento de los daños a los ecosistemas costeros, como los arrecifes de coral y los manglares.

Prácticamente seguro indica una probabilidad superior al 99 por ciento, *muy probable* indica una probabilidad del 90-94 por ciento y *probable* indica una probabilidad del 67-90 por ciento.
uente IPCC, 2001, 2007.

¿Cómo se relaciona una atmósfera más caliente con una elevación global del nivel del mar? La conexión más obvia, la fusión de los glaciares, es importante, pero no el único factor. Un factor igualmente importante es que una atmósfera más caliente provoca un aumento del volumen oceánico debido a la expansión térmica. Temperaturas más elevadas del aire calientan las capas superiores adyacentes del océano, lo que a su vez hace que el agua se expanda y que el nivel del mar aumente.

La investigación indica que el nivel del mar se ha elevado entre 10 y 23 centímetros el pasado siglo y que la tendencia continuará a un ritmo acelerado. Algunos modelos indican que la elevación puede aproximarse o incluso superar los 50 cm a finales del siglo XXI. Dicho cambio puede parecer modesto, pero los científicos creen que cualquier elevación del nivel del mar junto con una línea de costa *suavemente* pendiente, como la existente en las costas del Atlántico y del Golfo de Estados Unidos, provocará una erosión significativa y una inundación permanente e intensa tierra adentro (Figura 21.33). Si esto ocurre, muchas playas y humedales serán eliminados y la civilización costera se verá muy alterada.

Dado que la elevación del nivel del mar es un fenómeno gradual, puede pasar desapercibida por los residentes en las costas como un importante factor de contribución a los problemas de erosión costera. Es más, puede responsabilizarse a otras fuerzas, en especial a la actividad de las tormentas. Una tormenta determinada puede ser la causa inmediata, pero la magnitud de su destrucción puede ser consecuencia de una elevación relativamente pequeña del nivel del mar que permitió que la potencia de la tormenta atravesara una zona de tierra mucho mayor (Figura 21.33).

Como ya se ha mencionado, un clima más caliente inducirá la fusión de los glaciares. De hecho se atribuye a la fusión de los glaciares de montaña una porción de 10 a 25 cm de la elevación del nivel del mar del siglo pasado. Se piensa que esta contribución continuará durante el siglo XXI. Por supuesto, si los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida van a experimentar un aumento significativo de la fusión, esto dará lugar a una elevación mucho mayor del nivel del mar y a una invasión importante de las zonas costeras por el mar. ¿Es esto posible? En su informe de 2007, el IPCC indica que esos cambios pueden producirse a lo largo de escalas

La Tierra como sistema

El cambio climático global impacta en Estados Unidos

RECUADRO 21.3

El U.S. Global Change Research Program (USGCRP) coordina e integra la investigación federal sobre los cambios en el medio ambiente global y sus implicaciones para la sociedad. Participan 13 departamentos y agencias. Además, el USGCRP colabora con otros diversos programas científicos nacionales e internacionales.

En junio de 2009, el USGCRP publicó un informe científico autorizado, *lobal Change mpacts in the nited tates* (www.globalchange.gov). El informe está escrito en un lenguaje sencillo y resume la ciencia del cambio climático y su impacto en Estados Unidos ahora y en el futuro. Integra la investigación del USGCRP con investigación relacionada de todo el mundo. A continuación se presenta una lista de los *resultados fundamentales* del informe.

. El calentamiento global es inequívoco y fundamentalmente inducido por el ser humano. La temperatura global ha aumentado en los últimos 50 años. Este aumento observado se debe fundamentalmente a las emisiones inducidas por el ser humano de gases que atrapan el calor.

2. En Estados Unidos están teniendo lugar cambios climáticos y se prevé que aumenten. Ya se observan cambios relacionados con el clima en Estados Unidos y sus aguas costeras. Esto incluye aumentos de las precipitaciones, elevación de la temperatura y del nivel del mar, rápido retroceso de los glaciares, derretimiento del permafrost, alargamiento progresivo de las estaciones, alargamiento de las estaciones sin hielo en el océano y en lagos y ríos, fusión temprana de la nieve y alteraciones de los caudales fluviales. Todos estos cambios está previsto que crezcan.

. Se están produciendo impactos generalizados relacionados con el clima y se espera que aumenten. Los cambios climáticos están afectando ya al agua, la energía, el transporte, la agricultura, los ecosistemas y la salud. Estos impactos son diferentes de una región a otra y aumentarán con el cambio climático previsto.

. El cambio climático influirá en los recursos hídricos. El agua es importante en todas las regiones, pero la naturaleza del posible impacto varía. En muchas regiones, entre ellas el oeste, la sequía, relacionada con una reducción de la precipitación, un aumento de la evaporación y un aumento de la pérdida de agua de las plantas, es una cuestión importante. Es probable que el cambio climático amplifique las inundaciones y los problemas de la calidad del agua en muchas regiones. La disminución de la nieve acumulada en las montañas es importante en el oeste y Alaska, donde esta nieve proporciona un vital almacenamiento de agua natural.

. Cada vez se verán más afectados la producción agrícola y ganadera. La agricultura se considera uno de los sectores más adaptables a los cambios del clima. Sin embargo, el aumento del calor, las plagas, el estrés acuático, las enfermedades y los extremos meteorológicos plantearán retos adaptativos para la producción agrícola y ganadera.

. Las regiones costeras están en riesgo creciente de elevación del nivel del mar y de tormentas. La elevación del nivel del mar y la aparición de tormentas coloca muchas zonas costeras de Estados Unidos en un riesgo creciente de erosión e inundaciones, en especial a lo largo de las costas del Atlántico y el Golfo, las islas del Pacífico y partes de Alaska. Es muy probable que las infraestructuras energéticas y de transporte, y otras propiedades en las zonas costeras se vean adversamente afectadas.

. Las amenazas a la salud humana aumentarán. Los impactos sanitarios del cambio climático están relacionados con el estrés por el calor, las enfermedades transmitidas por el agua, la mala calidad del aire, los acontecimientos meteorológicos extremos y las enfermedades transmitidas por insectos y roedores.

. El cambio climático interaccionará con muchas cuestiones sociales y ambientales. El cambio climático se combinará con la contaminación, el crecimiento de la población, el uso excesivo de recursos, la urbanización y otras tensiones sociales, económicas y ambientales para crear impactos mayores que los que producirían cualquiera de esos factores por separado.

. Se cruzarán los umbrales, lo que provocará grandes cambios en el clima y los ecosistemas. Hay una variedad de umbrales en el sistema climático y en los ecosistemas. Estos umbrales determinan, por ejemplo, la presencia de mar de hielo y del permafrost y la supervivencia de especies, desde peces a insectos, con implicaciones para la sociedad. Se prevé que, con el cambio climático ulterior, se crucen aún otros umbrales.

0. El cambio climático futuro y sus impactos dependen de las opciones decididas hoy. La cantidad y la velocidad del cambio climático futuro dependen fundamentalmente de las emisiones actuales y futuras de gases y partículas transportadas por el aire que absorben el calor causadas por el ser humano. Las respuestas implican la reducción de las emisiones para limitar el calentamiento futuro y la adaptación a los cambios que son inevitables.

temporales de miles de años. Sin embargo, el informe continúa diciendo que *no puede* descartarse una elevación más rápida en escalas temporales de siglos[9].

[9] IPCC, *Summary for Policymakers of the Synthesis Report of the IPCC Fourth Assessment Report*, pág. 13.

Los cambios en el Ártico

Un estudio reciente del cambio climático en el Ártico empezaba con la siguiente afirmación:

> Durante casi 30 años, la extensión y el espesor del hielo del mar Ártico han ido disminuyendo

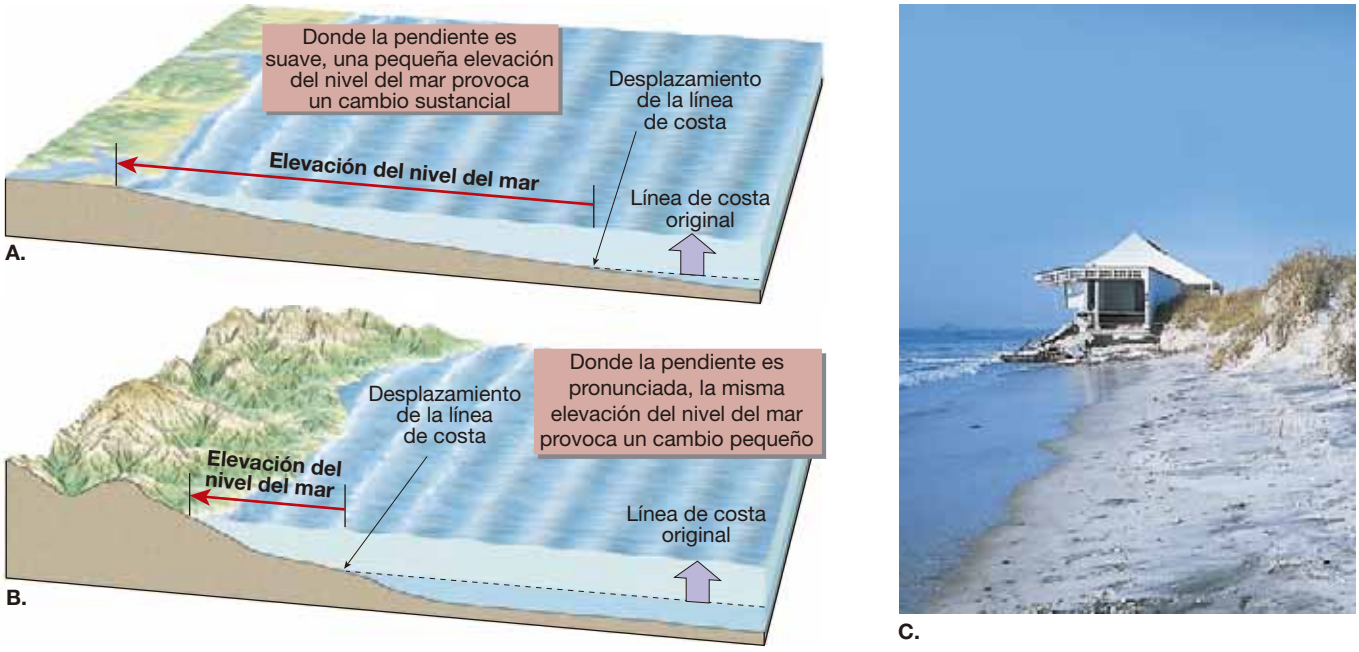


FIGURA 21.33. La pendiente de una línea de costa es fundamental para determinar el grado al cual le afectarán los cambios del nivel del mar. A. Cuando la pendiente es suave, pequeños cambios en el nivel del mar provocan una desviación sustancial. B. La misma elevación del nivel del mar a lo largo de una costa empinada solo provoca una pequeña desviación de la línea de costa. C. A medida que el nivel del mar se eleva gradualmente, la línea de costa se retira y las estructuras que antes se pensaban seguras del ataque de las olas quedan expuestas a la fuerza del mar (Foto de Kenneth Hasson).

notablemente. Las temperaturas del permafrost están ascendiendo y su cobertura disminuyendo. Los glaciares de montaña y los casquetes polares de Groenlandia se están encogiendo. La evidencia sugiere que estamos siendo testigos de las primeras etapas de un calentamiento global antropogenéticamente inducido superpuesto a los ciclos naturales y reforzado por las reducciones del hielo del Ártico[10].

El hielo del mar Ártico

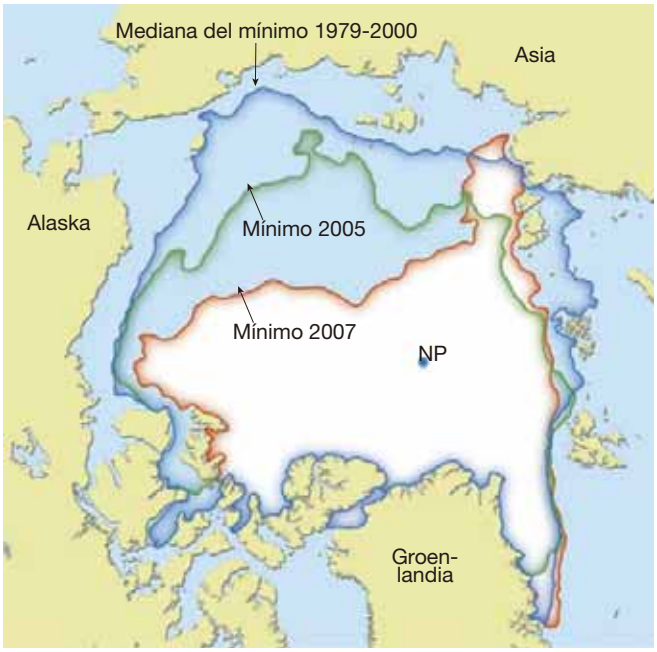
Los modelos climáticos coinciden en general en que una de las señales más fuertes de calentamiento global debe ser una pérdida del mar de hielo del Ártico. De hecho esto está ocurriendo. En el mapa de la Figura 21.34A se compara la extensión promedio de hielo para septiembre de 2007 en comparación con el promedio a largo plazo para el periodo 1979-2000. También se muestra la extensión mínima del mar de hielo en septiembre de 2005. Septiembre representa el final del periodo de fusión cuando el área cubierta por el mar de hielo está en su valor mínimo. En septiembre de 2007, el mar de hielo era un 39 por ciento inferior al promedio a largo plazo. La tasa de disminución del hielo entre 1979 y 2007 era del orden de alrededor del 10 por ciento por década o de 72.000 km² por año. La tendencia también es clara cuando examinamos la gráfica de la Figura 21.34B. ¿Es posible que esta tendencia sea parte de un ciclo natural? Sí, pero es más probable que el descenso del hielo represente una combinación de variabilidad natural y calentamiento global inducido por el ser humano; esto último resultará cada vez más evidente en las décadas venideras. Como se observó en la sección sobre «Mecanismos de retroalimentación del clima», una reducción del mar de hielo representa un mecanismo de retroalimentación positivo que refuerza el calentamiento global.

Permafrost

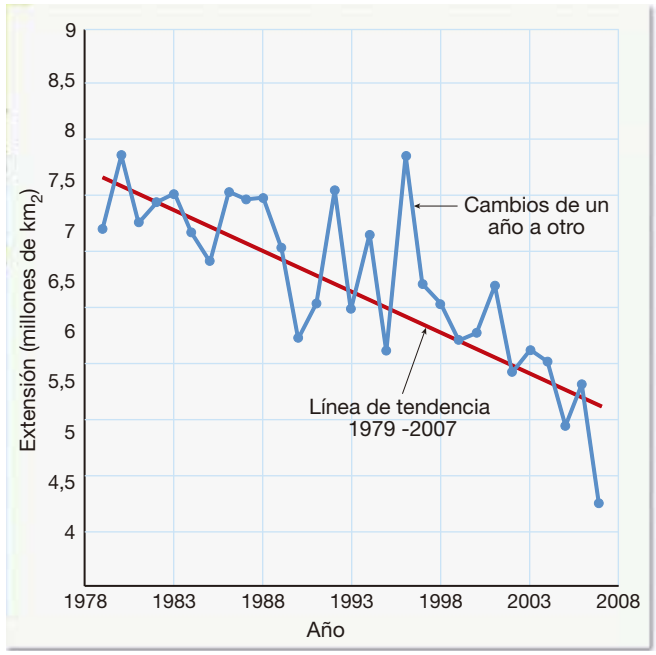
Durante la pasada década se ha acumulado evidencia que indica la disminución de la extensión del permafrost en el hemisferio norte, como cabría esperar bajo condiciones de calentamiento prolongadas. En la Figura 21.35 se presenta un ejemplo de que dicha disminución está teniendo lugar.

En el Ártico, los cortos veranos derriten solo la capa superior del suelo congelado. El permafrost que hay debajo de esta *capa activa* es como el cemento que hay debajo de una piscina. En verano, el agua no puede infiltrarse hacia abajo así que satura el suelo que hay por encima del permafrost y se acumula en la superficie en miles de lagos. Sin embargo, conforme ascienden

[10] J. T. Overpeck, et al., «Artic System on Trajectory to New Seasonally Ice-Free States», *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 86, n.º 34, 23 de agosto de 2005, pág. 309.



A.

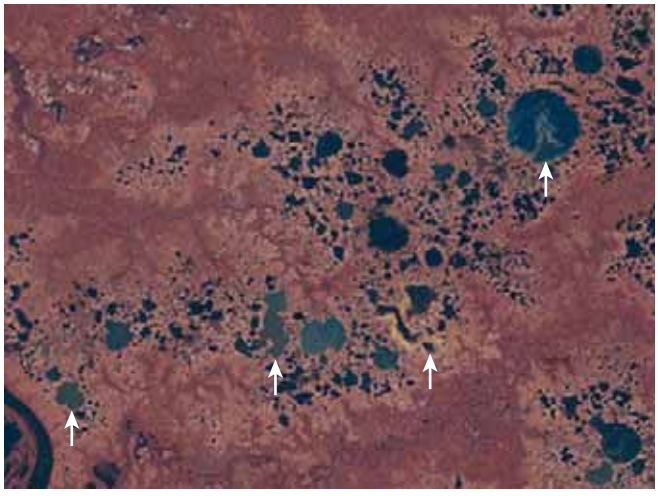


B.

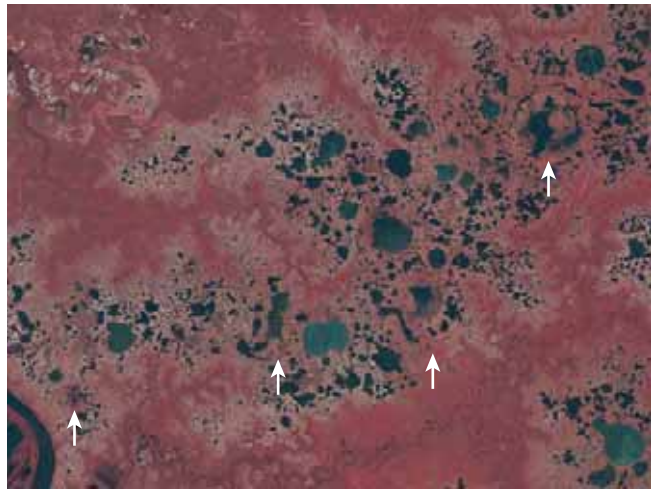
FIGURA 21.34. A. Comparación que muestra la extensión del mar de hielo al final de los periodos de fusión estival de 2000 y 2007 en comparación con el promedio del periodo 1979-2000. La extensión del mar de hielo en septiembre de 2007 era un 39 por ciento inferior al promedio del periodo prolongado 1979-2000 (Tomado de NASA). B. La gráfica representa la disminución del mar de hielo del Ártico desde 1979 hasta 2007. La tasa de disminución del hielo en septiembre desde 1979 es de un 10 por ciento por década (National Snow and Ice Data Center).

las temperaturas del Ártico, el fondo de la «piscina» parece «romperse». Las imágenes obtenidas por satélite demuestran que a lo largo de un periodo de 20 años, un número significativo de lagos se han encogido o han desaparecido por completo. A medida que el permafrost se derrite, el agua de los lagos drena al interior del suelo hacia zonas más profundas.

El derretimiento del permafrost representa un mecanismo de retroalimentación positiva potencialmente significativo que puede reforzar el calentamiento global.



A. 27 de junio de 1973



B. 2 de julio de 2002

FIGURA 21.35. Este par de imágenes muestra los lagos que salpicaban la tundra en el norte de Siberia en 1973 y en 2002. La vegetación de la tundra tiene un color rojizo, mientras que los lagos aparecen en color azul o azul verdoso. Muchos lagos han desaparecido claramente o se han encogido de forma considerable entre 1973 y 2002. Compárense las zonas resaltadas por las puntas de flecha blancas de cada imagen. Después de estudiar las imágenes de satélite de alrededor de 10.000 lagos grandes en un área de 500.000 km del norte de Siberia, los científicos documentaron una disminución del 11 por ciento en el número de lagos y la desaparición completa de por lo menos 125.

Cuando la vegetación muere en el ártico, las temperaturas frías inhiben su descomposición total. Como consecuencia, a lo largo de millares de años se ha almacenado una gran cantidad de materia orgánica en el permafrost. Cuando este último se derrite, materia orgánica que puede haber estado congelada durante milenios sale de su «conservación en frío» y se descompone. El resultado es la liberación de dióxido de carbono y de metano, los gases invernadero que contribuyen al calentamiento global.

Aumento de la acidez del océano

El aumento de la cantidad de dióxido de carbono atmosférico inducido por el ser humano tiene algunas complicaciones serias para la química del océano y la vida marina. Estudios recientes demuestran que alrededor de una tercera parte del dióxido de carbono generado por el ser humano acaba actualmente en los océanos. Como consecuencia, el pH oceánico se reduce, haciendo que el agua del mar sea más ácida. En la Figura 6.C, pág. 210, se describe brevemente la escala de pH.

Cuando el CO_2 atmosférico se disuelve en el agua del mar (H_2O), forma ácido carbónico (H_2CO_3), el cual reduce el pH del océano y cambia el equilibrio de ciertos productos químicos que se encuentran de forma natural en el agua del mar. De hecho, los océanos han absorbido ya suficiente dióxido de carbono como para que las aguas superficiales hayan experimentado una disminución del pH de 0,1 unidades desde la época preindustrial, con un descenso añadido de pH probable en el futuro. Además, si continúa la tendencia actual en las emisiones de dióxido de carbono, en el año 2100 el océano habrá experimentado una disminución de pH de como mínimo 0,2 unidades, lo que representa un cambio en la química oceánica que no ha ocurrido durante millones de años. Este cambio hacia la acidez y los cambios en la química oceánica consecutivos hacen más difícil que ciertas criaturas marinas construyan sus partes duras de carbonato cálcico. La disminución del pH amenaza pues a una variedad de organismos secretores de calcita tan diversos como los microbios y los corales, lo que preocupa a los oceanógrafos por las posibles consecuencias para otras formas de vida marinas que dependen de la salud y disponibilidad de esos organismos.

La posibilidad de «sorpresas»

En resumen, hemos visto que no se espera que el clima del siglo XXI, a diferencia de los millares de años precedentes, sea estable. Antes bien, es muy probable un estado constante de cambio. Muchos de los cambios probablemente serán cambios ambientales graduales, imperceptibles de un año a otro. No obstante, los efectos, acumulados durante décadas, tendrán poderosas consecuencias económicas, sociales y políticas.

Pese a nuestros mejores esfuerzos por entender los cambios climáticos del futuro, existe también la posibilidad de «sorpresas». Esto significa simplemente que, debido a la complejidad del sistema climático de la Tierra, quizá experimentemos cambios inesperados relativamente súbitos o veamos algunos aspectos del cambio climático de una manera inesperada. El informe sobre el impacto del cambio climático en Estados Unidos (*Climate Change Impacts on the United States*) describe la situación de este modo:

> Las sorpresas ponen a prueba la capacidad de los humanos para adaptarse debido a la rapidez e imprevisión con la que se producen. Por ejemplo, ¿qué ocurriría si el Océano Pacífico se calentara de tal forma que los acontecimientos que acompañan a El Niño se volvieran mucho más extremos? Esto podría reducir la frecuencia, pero quizá no la fuerza, de los huracanes a lo largo de la costa este, mientras que en la costa oeste, tormentas invernales más severas, precipitaciones extremas y vientos dañinos se volverían comunes.
>
> ¿Qué ocurriría si grandes cantidades de metano, un potente gas invernadero actualmente congelado en la tundra y los sedimentos helados del Ártico, empezara a liberarse a la atmósfera por el calentamiento, con la posible creación de «bucles de retroalimentación» amplificados que causarían incluso más calentamiento? Simplemente no sabemos hasta qué punto el sistema climático u otros sistemas a los que afecta puedan ser presionados antes de que respondan de formas inesperadas.
>
> Hay muchos ejemplos de posibles sorpresas, cada uno de los cuales tendría graves consecuencias. La mayoría de esos resultados potenciales se comunican rara vez, en este estudio o en ninguna otra parte. Aun cuando la posibilidad de que ocurra una sorpresa concreta es pequeña, la posibilidad de que tenga lugar como mínimo una de ellas es mucho mayor. En otras palabras, si bien no podemos saber cuál de estos acontecimientos ocurrirá, es probable que uno o más de ellos acabe ocurriendo[11].

El impacto de un aumento del dióxido de carbono y los oligogases atmosféricos sobre el clima es oscurecido por ciertas incertidumbres. No obstante, los climatólogos

[11] National Assessment Synthesis Team. *Climate Change Impacts on the United States: The Potential Consequences of Climate Validation and Change.* Washington, D.C.: U.S. Global Research Program, 2000, pág. 19.

siguen mejorando nuestro conocimiento del sistema climático y los posibles efectos e impactos del cambio climático global. Los políticos están enfrentados a responder a los riesgos planteados por las emisiones de gases invernadero sabiendo que nuestro conocimiento es imperfecto. Sin embargo, también se enfrentan al hecho de que los cambios ambientales inducidos por el clima no pueden invertirse rápidamente, en caso de que pudiera hacerse, debido a las escalas temporales tan largas asociadas con el sistema climático.

CAPÍTULO 21 El cambio climático global

RESUMEN

- El *sistema climático* está constituido por la atmósfera, la hidrosfera, la geosfera, la biosfera y la criosfera (el hielo y la nieve que existen sobre la superficie terrestre). El sistema implica el intercambio de energía y humedad que se produce entre las cinco esferas.
- Las técnicas para analizar la historia climática de la Tierra a una escala de centenares a millones de años abarcan las evidencias procedentes de los *sedimentos del fondo oceánico* y el *análisis de los isótopos de oxígeno*. Los sedimentos del fondo oceánico son registros útiles del cambio climático mundial porque el número y los tipos de restos orgánicos incluidos en el sedimento son indicativos de la temperatura que hubo en la superficie del mar en el pasado. Utilizando el análisis de los isótopos de oxígeno, los científicos pueden emplear el cociente O^{18}/O^{16} encontrado en los caparazones de los microorganismos del sedimento y las capas de hielo y nieve para detectar las temperaturas pasadas. Otra fuente de datos usada para el estudio de los climas pasados (que se denominan *datos indirectos*) son los anillos de crecimiento de los árboles, el polen contenido en los sedimentos, los arrecifes de coral y la información contenida en los documentos históricos.
- El aire es una mezcla de muchos gases, y su composición varía de un momento a otro y de un lugar a otro. Una vez retirados el vapor de agua, el polvo y otros componentes variables, dos gases, el *nitrógeno* y el *oxígeno*, constituyen el 99 por ciento del volumen del aire seco y limpio restante. El *dióxido de carbono*, aunque presente solo en cantidades diminutas (0,0387 por ciento o 387 partes por millón), es un absorbente eficiente de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera.
- Dos componentes variables importantes del aire son el vapor de agua y los aerosoles. Como el dióxido de carbono, el vapor de agua puede absorber el calor emitido por la Tierra. Los *aerosoles* (diminutas partículas de sólidos y líquidos) son importantes porque estas partículas a menudo invisibles actúan como superficies sobre las cuales puede condensarse el vapor de agua y son también buenas absorbentes y reflectoras (dependiendo de las partículas) de la radiación solar entrante.
- La *radiación electromagnética* es la energía emitida en forma de rayos, u ondas, denominadas ondas electromagnéticas. Toda la radiación es capaz de transmitir energía a través del vacío espacial. Una de las diferencias más importantes entre las ondas electromagnéticas es su *longitud de onda*, que oscila entre *ondas de radio* muy largas y *rayos gamma* muy cortas. La *luz visible* es la única porción del espectro electromagnético que podemos ver. Algunas de las leyes básicas que gobiernan la radiación a medida que calienta la atmósfera son (1) todos los objetos emiten energía radiante, (2) los objetos más calientes irradian más energía total que los más fríos, (3) cuanto más caliente es el cuerpo que emite radiación, más corta es la longitud de onda de la radiación máxima y (4) los objetos que son buenos absorbentes de radiación son también buenos emisores. Los gases son absorbentes selectivos, lo que significa que absorben y emiten ciertas longitudes de onda, pero no otras.
- Dado que la atmósfera se va adelgazando gradualmente al aumentar la altitud, no existe un límite superior claro, simplemente se va mezclando en el espacio exterior. Según la temperatura, la atmósfera se divide verticalmente en cuatro capas. La *troposfera* es la capa más baja. En la troposfera, la temperatura suele disminuir con el aumento de la altitud. Este *gradiente geotérmico ambiental* es variable, pero su valor promedio es de unos 6,5 °C por kilómetro. En esencia, todos los fenómenos meteorológicos importantes se producen en la troposfera. Por encima de la troposfera se encuentra la *estratosfera*, que exhibe calentamiento debido a la absorción de la radiación ultravioleta por el ozono. En la mesosfera, las temperaturas vuelven a disminuir. Hacia arriba desde la mesosfera, se encuentra la *termosfera*, una capa con una fracción solo diminuta de la masa de la atmósfera y un límite superior no bien definido.
- Aproximadamente el 50 por ciento de la energía solar que incide en la capa superior de la atmósfera alcanza

la superficie terrestre. Alrededor del 30 por ciento es reflejada de nuevo hacia el espacio. El 20 por ciento restante de la energía es absorbida por las nubes y los gases de la atmósfera. Las longitudes de onda de la energía que es trasmitida, así como el tamaño y la naturaleza de la sustancia absorbente o reflectante, determinan si la radiación solar se dispersará y reflejará de vuelta al espacio, o será absorbida.

- La energía radiante que es absorbida calienta la Tierra y en última instancia es irradiada hacia el espacio. Como la Tierra tiene una temperatura superficial mucho menor que el Sol, la radiación que produce la emite en forma de radiación infrarroja de onda larga. Como los gases atmosféricos, sobre todo el vapor de agua y el dióxido de carbono, son absorbentes más eficientes de la radiación terrestre (longitud de onda larga), la atmósfera se calienta desde la superficie terrestre hacia arriba. La transmisión de radiación solar de onda corta por la atmósfera, junto con la absorción selectiva de radiación terrestre por los gases atmosféricos, tiene como consecuencia el calentamiento de la atmósfera y se hace referencia a ello como el *efecto invernadero*.
- Se han formulado diversas explicaciones del cambio climático. Las hipótesis actuales para explicar los mecanismos «naturales» (causas no relacionadas con las actividades humanas) del cambio climático son: (1) la tectónica de placas, reordenamiento de los continentes terrestres acercándose o alejándose del ecuador, (2) variaciones en la órbita terrestre, lo que significa cambios en la forma de la órbita (*excentricidad*), del ángulo que el eje de la Tierra forma con el plano de su órbita (*oblicuidad*) o el abombamiento del eje (*precesión*), (3) la actividad volcánica, que reduce la radiación solar que llega a la superficie y (4) los cambios en la producción solar asociada con las *manchas solares*.
- Los humanos han estado modificando el entorno durante miles de años. Al alterar la cobertura del terreno con el uso del fuego y el exceso de pasto de las tierras, el hombre ha modificado factores climatológicos tan importantes como la reflectividad de la superficie (*albedo*), las tasas de evaporación y los vientos de superficie.
- Al añadir dióxido de carbono y otros oligogases (metano, óxido nitroso y clorofluorocarbonos) a la atmósfera, los seres humanos modernos están contribuyendo al cambio climático global de un modo significativo.
- Cuando se altera cualquier componente del sistema climático, los científicos deben considerar los muchos posibles resultados, lo que se denomina *mecanismos de retroalimentación del clima*. Los cambios que refuerzan el cambio inicial se denominan *mecanismos de retroalimentación positiva*. Por ejemplo, temperaturas superficiales más calientes causan un aumento de la evaporación, lo que aumenta más la temperatura, ya que el vapor de agua añadido absorbe más radiación emitida por la Tierra. Por otro lado, los *mecanismos de retroalimentación negativa* producen resultados que son los opuestos al cambio inicial y tienden a compensarlo. Un ejemplo sería el efecto negativo que el aumento de la cobertura de nubes tiene sobre la cantidad de energía solar disponible para calentar la atmósfera.
- El clima global se ve afectado también por las actividades humanas que contribuyen al contenido de *aerosoles* (partículas diminutas, a menudo microscópicas de líquido y sólido suspendidas en el aire) de la atmósfera. Al reflejar la luz del Sol hacia el espacio, los aerosoles tienen un efecto enfriador neto. El efecto de los aerosoles sobre el clima actual viene determinado por la cantidad emitida durante el par de semanas precedentes, mientras que el dióxido de carbono permanece durante periodos mucho más largos e influye en el clima durante muchas décadas.
- Dado que el sistema climático es tan complejo, la predicción de cambios regionales específicos que puedan tener lugar como consecuencia del aumento de los niveles de dióxido de carbono en la atmósfera es pura especulación. Sin embargo, algunas posibles consecuencias del calentamiento por el efecto invernadero son: (1) alteración de la distribución de los recursos mundiales de agua, (2) una elevación probable del nivel del mar, (3) una mayor intensidad de los ciclones tropicales y (4) cambios en la extensión del hielo del mar Ártico y el permafrost.
- Debido a la complejidad del sistema climático, no pueden preverse todos los cambios futuros. Por tanto, existen posibles «sorpresas» (cambios relativamente súbitos e imprevistos del clima).

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

aerosoles, 676
análisis de los isótopos de oxígeno, 671
datos indirectos, 669
efecto invernadero, 679
manchas solares, 684
mecanismo de retroalimentación del clima, 693
mecanismo de retroalimentación negativa, 693
mecanismo de retroalimentación positiva, 693
paleoclimatología, 669
sistema climático, 668

PREGUNTAS DE REPASO

1. Indique las cinco partes del sistema climático.
2. ¿Cuáles son los *datos indirectos?* Indique algunos ejemplos. ¿Por qué son esos datos necesarios en el estudio del cambio climático?
3. ¿Por qué son útiles los sedimentos del fondo oceánico en el estudio de los climas del pasado?
4. Describa brevemente por qué los anillos de los árboles son útiles para estudiar el pasado geológico.
5. ¿Cuáles son los principales componentes del aire limpio y seco? Indique dos componentes variables significativos de la atmósfera.
6. La atmósfera está dividida en vertical en cuatro capas en función de la temperatura. Indiqué esas capas en orden ascendente, de abajo a arriba.
7. En comparación con la Tierra, el Sol emite la mayor parte de su energía ¿como ondas de radiación electromagnética de longitud más larga o más corta?
8. ¿Cuáles son las tres trayectorias básicas seguidas por la radiación solar entrante? Como media, ¿qué porcentaje corresponde a cada una? ¿Qué podría causar la variación de esos porcentajes?
9. Explique por qué la atmósfera es calentada principalmente por la radiación emitida desde la superficie de la Tierra más que por la radiación solar directa.
10. ¿Qué gases son los absorbentes de calor principales en la atmósfera interior?
11. Describa o resuma el efecto invernadero.
12. Las erupciones volcánicas de El Chichón en México y el Monte Pinatubo en las Filipinas tuvieron efectos a corto plazo medibles sobre las temperaturas globales. Describa y explique brevemente dichos efectos.
13. Enumere dos ejemplos de cambio climático posibles relacionados con la variabilidad solar. ¿Se aceptan de manera general estas conexiones entre el Sol y el clima?
14. ¿Por qué ha estado aumentando el nivel de dióxido de carbono de la atmósfera durante más de 150 años?
15. ¿Cómo es probable que cambien las temperaturas de la atmósfera inferior a medida que aumenten los niveles de dióxido de carbono?
16. Además del dióxido de carbono, ¿qué otros oligogases están contribuyendo a un cambio de temperatura global futura?
17. ¿Cuales son los mecanismos de retroalimentación del clima? Proporcione algunos ejemplos.
18. ¿Cuales son las fuentes principales de aerosoles generados por los seres humanos? ¿Qué efectos tienen esos aerosoles sobre las temperaturas de la troposfera? ¿Cuánto tiempo permanecen los aerosoles en la atmósfera inferior antes de ser eliminados?
19. Indique cuatro consecuencias posibles el calentamiento global.

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 22

La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico

La historia de la Tierra es larga y compleja. Una y otra vez, la separación y colisión de los continentes formaron nuevas cuencas oceánicas y crearon grandes cordilleras montañosas. Mientras tanto, el conjunto de organismos que habitaban nuestro planeta experimentó cambios notables.

Muchos de los cambios ocurridos sobre el planeta Tierra tuvieron lugar a «paso de tortuga», desde el punto de vista geológico, en general demasiado lento como para que el ser humano lo perciba. Por tanto, la comprensión humana de la evolución es bastante reciente. Los procesos evolutivos no son aplicables exclusivamente a las formas de vida, ya que todas las «esferas» de la Tierra han evolucionado juntas: la atmósfera, la hidrosfera, la geosfera y la biosfera (Figura 22.1). Han ocurrido cambios en el aire que respiramos, en la composición de los océanos mundiales, en los pesados movimientos de las placas de la corteza que dan lugar a las montañas y en la evolución de una vasta colección de formas de vida. A medida que cada una de las esferas terrestres evoluciona, influye notablemente en las otras.

¿ES ÚNICA LA TIERRA?

Hay un solo lugar en el universo, que nosotros sepamos, que puede sustentar la vida, un planeta de tamaño modesto denominado Tierra que orbita alrededor de una estrella de tamaño medio, el Sol. La vida sobre la Tierra es ubicua; se encuentra en los géiseres de lodo en ebullición y en las aguas termales, en el abismo profundo de los océanos e incluso debajo de la capa de hielo de la Antártida. El espacio vital en nuestro planeta, sin embargo, está significativamente limitado si consideramos las necesidades de organismos concretos, en particular de los seres humanos. El océano global cubre el 71 por ciento de la superficie terrestre, pero solo unos centenares de metros por debajo de la superficie del agua las presiones son tan intensas que los pulmones humanos no pueden funcionar. Además, muchas zonas continentales son demasiado empinadas, demasiado altas o demasiado frías para que podamos habitarlas (Figura 22.2). No obstante, según lo que sabemos sobre otros cuerpos del Sistema Solar, y los centenares de planetas recientemente descubiertos que orbitan en torno a otras estrellas, la Tierra sigue siendo con gran diferencia la más complaciente para la vida.

¿Qué acontecimientos fortuitos crearon un planeta tan hospitalario para la vida? La Tierra no fue siempre como la conocemos hoy. Durante sus años de formación, nuestro planeta estuvo lo suficientemente caliente como para contener un océano de magma. También sobrevivió a un periodo de varios centenares de millones de años de bombardeo extremo, como testifican las superficies intensamente cubiertas de cráteres de Marte, la Luna y los asteroides. La atmósfera rica en oxígeno que posibilita las formas de vida superiores se desarrolló hace relativamente poco. Por casualidad, la fortuna quiso que la Tierra fuera el planeta adecuado, estuviera en el lugar adecuado y en el momento adecuado.

El planeta adecuado

¿Cuáles son algunas de las características que hacen que la Tierra sea única entre los planetas? Consideremos lo siguiente:

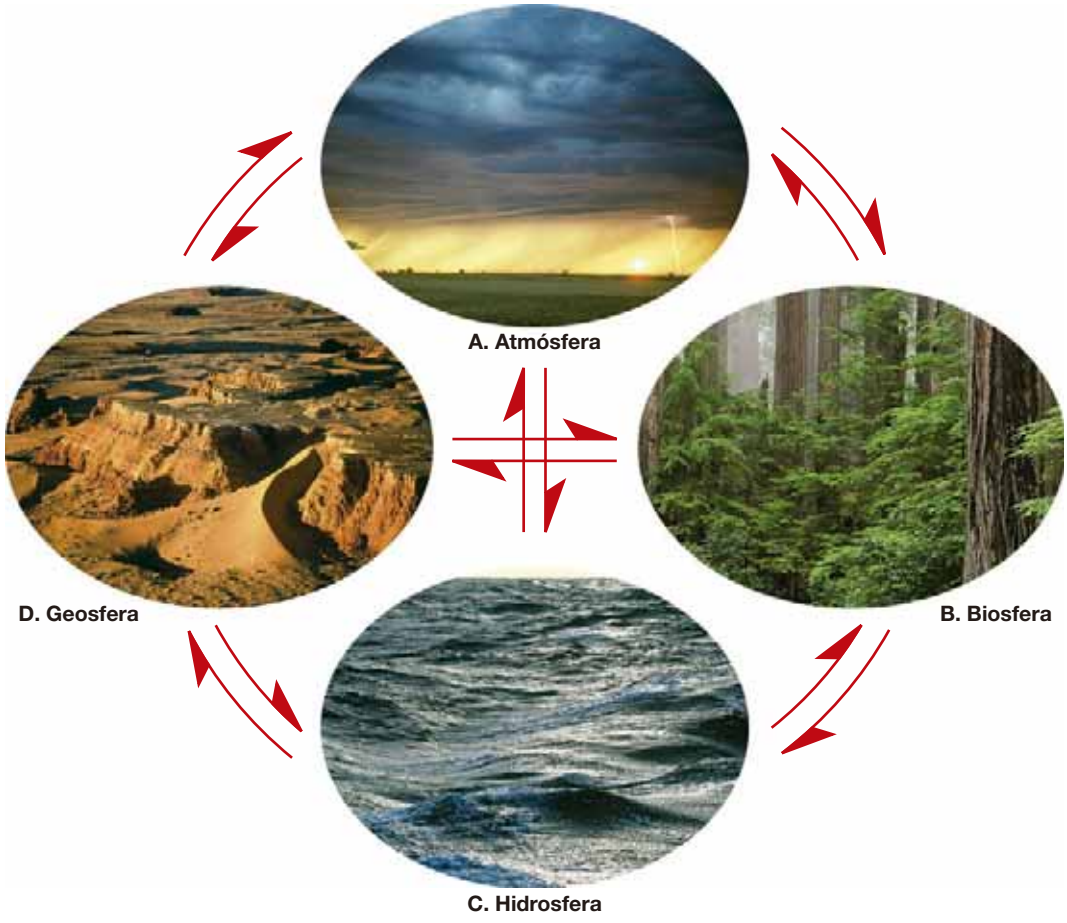


FIGURA 22.1. Las esferas terrestres han evolucionado juntas a lo largo de todo el transcurso del tiempo geológico (Fotos de A. Momatiuk/Animals Animals-Earth Scenes. B. Dean Pennala/Sutterstock y C. y D. Michael Collier).

FIGURA 22.2. Escaladores cerca de la cima del Monte Everest. A esta altitud la concentración de oxígeno es solo una tercera parte de la cantidad disponible al nivel del mar (Foto por cortesía de Woodfin Camp and Associates).

1. Si la Tierra fuera considerablemente más grande, su fuerza de gravedad sería proporcionalmente mayor. Como ocurre en los planetas gigantes, la Tierra habría retenido una atmósfera gruesa, hostil, compuesta de amoniaco y metano, y posiblemente hidrógeno y helio.
2. Si la Tierra fuera mucho más pequeña, el oxígeno, el vapor de agua y otros volátiles habrían escapado al espacio y se habrían perdido para siempre. Por tanto, como la Luna y Mercurio, que carecen de atmósfera, la Tierra estaría desprovista de vida.
3. Si la Tierra no tuviera una litosfera rígida superpuesta a una astenosfera débil, no operaría la tectónica de placas. La corteza continental («las tierras altas» de nuestro planeta) no se habría formado sin el reciclado de las placas. Por consiguiente, probablemente el planeta entero estaría cubierto de un océano de unos pocos kilómetros de profundidad. Como indicó acertadamente el autor Bill Bryson, «podría haber vida en ese océano solitario, pero desde luego no habría fútbol».
4. Más sorprendente, quizá, sea el hecho de que si nuestro planeta no tuviera un núcleo metálico fundido, no existirían la mayor parte de las formas de vida sobre la Tierra. Fundamentalmente sin el flujo de hierro en el núcleo, la Tierra no tendría un campo magnético. Es este campo magnético el que evita la lluvia de los rayos cósmicos letales (el viento solar) sobre la superficie de nuestro planeta.

La ubicación adecuada

Uno de los factores principales que determina si un planeta es idóneo para formas de vida superiores es su situación en el Sistema Solar. Los siguientes escenarios prueban la posición adecuada de la Tierra:

1. Si la Tierra estuviera en torno a un 10 por ciento más cerca del Sol, como Venus, nuestra atmósfera estaría compuesta fundamentalmente por el gas de efecto invernadero dióxido de carbono. Como consecuencia, la temperatura de la superficie terrestre sería demasiado elevada como para sustentar formas de vida superiores.
2. Si la Tierra estuviera en torno a un 10 por ciento más alejada del Sol, el problema sería el contrario: estaría demasiado fría. Los océanos estarían congelados y no existiría el ciclo del agua activo en la Tierra. Sin agua líquida toda la vida perecería.
3. La Tierra está cerca de una estrella de tamaño modesto. Las estrellas como el Sol tienen una vida de unos 10.000 millones de años. Durante la mayor

parte de este tiempo se emite energía radiante a un nivel bastante constante. Las estrellas gigantes, por otro lado, consumen su combustible nuclear a velocidades muy elevadas y «se extinguen» en unos pocos centenares de millones de años. Por consiguiente, la proximidad de la Tierra a una estrella de tamaño modesto permitió el tiempo suficiente para la evolución de los seres humanos, que aparecieron sobre este planeta hace tan solo unos pocos millones de años.

El momento adecuado

El último, pero desde luego no el menos importante, factor afortunado es el tiempo. Los primeros organismos que habitaron la Tierra eran extremadamente primitivos y aparecieron hace alrededor de 3.800 millones de años. A partir de ese momento, se produjeron innumerables cambios en la historia de la Tierra: aparecieron y desaparecieron formas de vida acompañando a cambios en el entorno físico de nuestro planeta. Dos de los muchos acontecimientos que alteraron oportunamente la Tierra fueron:

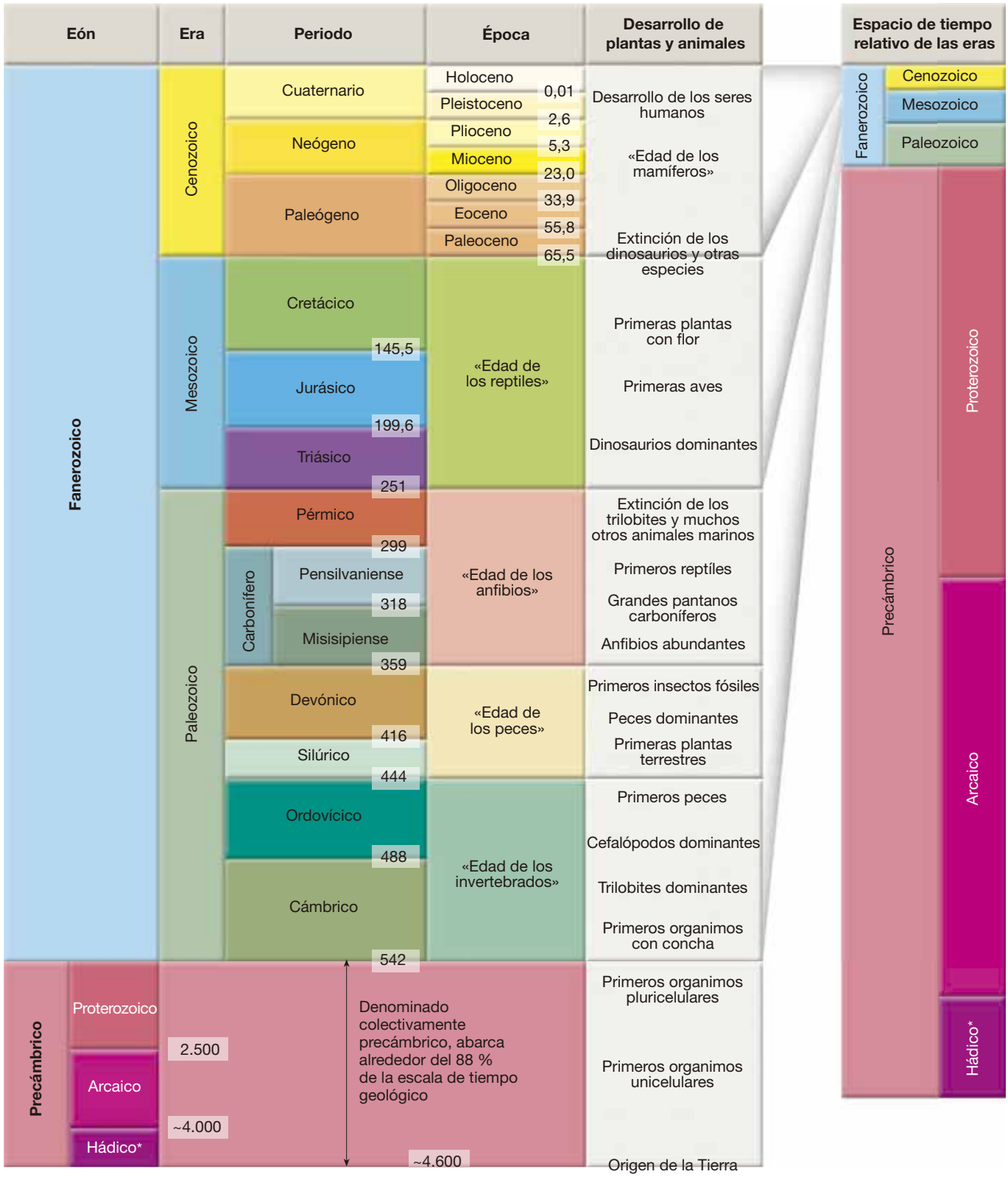
1. El desarrollo de nuestra atmósfera moderna. La atmósfera terrestre primitiva se piensa que estaba compuesta fundamentalmente por vapor de agua y dióxido de carbono, con pequeñas cantidades de otros gases, pero sin oxígeno libre. Por fortuna, evolucionaron microorganismos que liberaron oxígeno a la atmósfera mediante el proceso de la fotosíntesis. Hace alrededor de 2.200 millones de años apareció una atmósfera que tenía oxígeno libre. El resultado fue la evolución de los antepasados de la enorme variedad de organismos que ocupan la Tierra en la actualidad.
2. Hace unos 65 millones de años nuestro planeta fue golpeado por un asteroide de 10 km de diámetro. Este impacto provocó una extinción en masa durante la cual desaparecieron casi las tres cuartas partes de todas las especies vegetales y animales, entre ellas los dinosaurios (Figura 22.3). Puede que esto no parezca un hecho muy afortunado, pero la extinción de los dinosaurios abrió nuevos hábitats para los mamíferos pequeños que sobrevivieron al impacto. Estos hábitats, junto con las fuerzas evolutivas, indujeron la aparición de muchos mamíferos grandes que ocupan nuestro mundo actual. Sin este acontecimiento, es posible que los mamíferos no hubieran evolucionado más allá de las pequeñas criaturas semejantes a los roedores que viven en madrigueras.

Como han indicado varios observadores, la Tierra se desarrolló bajo las condiciones «justamente adecuadas» para soportar formas de vida superiores. Los astrónomos se refieren a esto como el *escenario de Ricitos de oro.* Como el clásico cuento Ricitos de oro y los tres osos,

FIGURA 22.3. Paleontólogo excavando la pata trasera de un enorme dinosaurio (20 toneladas y 18,3 m de longitud), *obaria tiguidensis*. El escenario es el Desierto del Sáhara en la República de Nigeria (Foto Didier Duthell/Sygma/Corbis).

Venus está demasiado caliente (papilla de Papa oso), Marte está demasiado frío (papilla de Mama osa), pero la Tierra está en su justo punto (papilla del osito). ¿Existen estas condiciones «en su justo punto» puramente por casualidad como sugieren algunos investigadores o se habría desarrollado el ambiente hospitalario de la Tierra para permitir la evolución y la supervivencia de formas de vida superiores como sostienen otros?

El resto de este capítulo se centrará en el origen y la evolución del planeta Tierra, el único lugar del universo que alberga vida, que sepamos. Como aprendimos en el Capítulo 9, los investigadores utilizan muchas herramientas para interpretar las pistas sobre el pasado terrestre. Utilizando esas herramientas y las pistas contenidas en el registro de las rocas, los científicos siguen desvelando muchos acontecimientos complejos del pasado geológico. El objetivo de este capítulo es proporcionar una breve visión de conjunto de la historia de nuestro planeta y sus formas de vida, un viaje que nos retrotrae unos 4.600 millones de años, hasta la formación de la Tierra y su atmósfera. Después, consideraremos cómo nuestro mundo físico adoptó su estado presente y cómo cambiaron a lo largo del tiempo los habitantes de la Tierra. Le sugerimos que vuelva a familiarizarse con la *escala de tiempo geológico* presentada en la Figura 22.4 y que la consulte durante todo el capítulo.



* Hádico es el nombre informal para el lapso que empieza en la formación de la Tierra y acaba con las primeras rocas conocidas de la Tierra.

FIGURA 22.4. Escala de tiempo geológico. Las cifras representan el tiempo en millones de años antes del presente. Estas fechas fueron añadidas mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. El Precámbrico representa más del 88 *por ciento* del tiempo geológico.

EL NACIMIENTO DE UN PLANETA

De acuerdo con la teoría del Big Bang, la formación de nuestro planeta empezó hace unos 13.700 millones de años con una explosión catastrófica que creó toda la materia y el espacio (Figura 22.5). Inicialmente se formaron las partículas atómicas (protones, neutrones y electrones). Más adelante, a medida que estas partículas se enfriaban, empezaron a formarse los átomos de hidrógeno y de helio, los dos elementos más ligeros. Al cabo de algunos cientos de millones de años, las nubes de esos gases se condensaron y coalescieron en las estrellas que componen los sistemas galácticos que observamos ahora.

A medida que esos gases se contraían para convertirse en las primeras estrellas, el calentamiento desencadenó el proceso de *fusión nuclear*. En el interior de las estrellas, los átomos de hidrógeno se convertían en átomos de helio, liberando enormes cantidades de energía radiante (calor, luz, rayos cósmicos). Los astrónomos han determinado que en las estrellas más masivas que nuestro Sol se producen otras reacciones termonucleares que generan todos los elementos de la tabla periódica hasta el número 26, el hierro. Los elementos más pesados (posteriores al número 26) se crean solo a temperaturas extremas durante la muerte explosiva de una estrella quizá 10 a 20 veces más masiva que el Sol. Durante estos acontecimientos catastróficos de **supernova**, las estrellas que explotan producen todos los elementos más pesados que el hierro y los arrojan al espacio interestelar. Según el escenario del Big Bang, los átomos que componen nuestros organismos se produjeron hace miles de millones de años en el interior caliente de estrellas ahora muertas, la formación del oro de nuestras joyas fue desencadenada por una explosión de supernova que se produjo a miles de millones de kilómetros de distancia.

De los planetesimales a los protoplanetas

Recordemos que el Sistema Solar, la Tierra incluida, se formó hace unos 4.600 millones de años a partir de la **nebulosa solar**, una gran nube en rotación de polvo y gas interestelar (*véase* el Capítulo 1, página 2). A medida que la nebulosa solar se contraía, gran parte de la materia se reunía en el centro para crear el *protosol* caliente, mientras que el resto se convirtió en un disco aplanado que giraba. En el interior de este disco giratorio, la materia se iba reuniendo de manera gradual en montones que se mantenían juntos para convertirse en objetos del tamaño de un esteroide denominados **planetesimales**. La composición de cada planetesimal vino determinada fundamentalmente por su distancia con respecto al protosol caliente.

Cerca de la órbita de Mercurio se condensaron solo granos metálicos de la nebulosa solar. Cerca de la órbita terrestre, se condensaron sustancias metálicas así como rocosas, y más allá de Marte, se formaron hielos de agua, dióxido de carbono, metano y amoniaco. Fue a partir de estos montones de materia que se formaron los planetesimales y, a través de colisiones repetidas y de acreción (mantenerse juntos), fueron creciendo ocho **protoplanetas** y sus lunas (*véase* Figura 22.5).

En algún momento de la evolución de la Tierra se produjo un impacto gigante entre un planetesimal del tamaño de Marte y una Tierra joven, semifundida. Esta colisión lanzó enormes cantidades de materiales al espacio, algunos de los cuales coalescieron para formar la Luna (*véase* Figura 22.5 J, K, L)

Evolución de la Tierra primitiva

A medida que el material seguía acumulándose, el impacto a gran velocidad de materiales interplanetarios (planetesimales) y la desintegración de los elementos radiactivos hizo que la temperatura de nuestro planeta fuera aumentando de manera paulatina. Durante este periodo de intenso calor, la Tierra alcanzó la temperatura suficiente como para que el hierro y el níquel empezaran a fundirse. La fusión produjo gotas líquidas de metal pesado que se hundieron por su propio peso. Este proceso tuvo lugar rápidamente en la escala de tiempo geológico y produjo el núcleo terrestre denso y rico en hierro. La formación de un núcleo de hierro fundido fue la primera de muchas etapas de diferenciación química, en la cual la Tierra pasó de ser un cuerpo homogéneo, con aproximadamente la misma materia en todas las profundidades, a un planeta en capas con el material distribuido por densidad (*véase* Figura 22.5).

Este *periodo* primitivo de calentamiento provocó también un océano de magma, de quizá varios centenares de kilómetros de profundidad. Dentro del océano de magma, masas flotantes de roca fundida ascendieron hacia la superficie y acabaron solidificándose para producir una corteza primitiva, fina. La composición de la primera corteza terrestre era probablemente basáltica, similar a la corteza oceánica moderna.

Este periodo de diferenciación química estableció las tres principales divisiones del interior de la Tierra, el *núcleo* rico en hierro, la fina *corteza primitiva* y la capa más gruesa de la Tierra, el *manto*, localizado entre el núcleo y la corteza. Además, los materiales más ligeros, el vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases, se escaparon para formar una atmósfera primitiva y, poco después, los océanos (Figura 22.6).

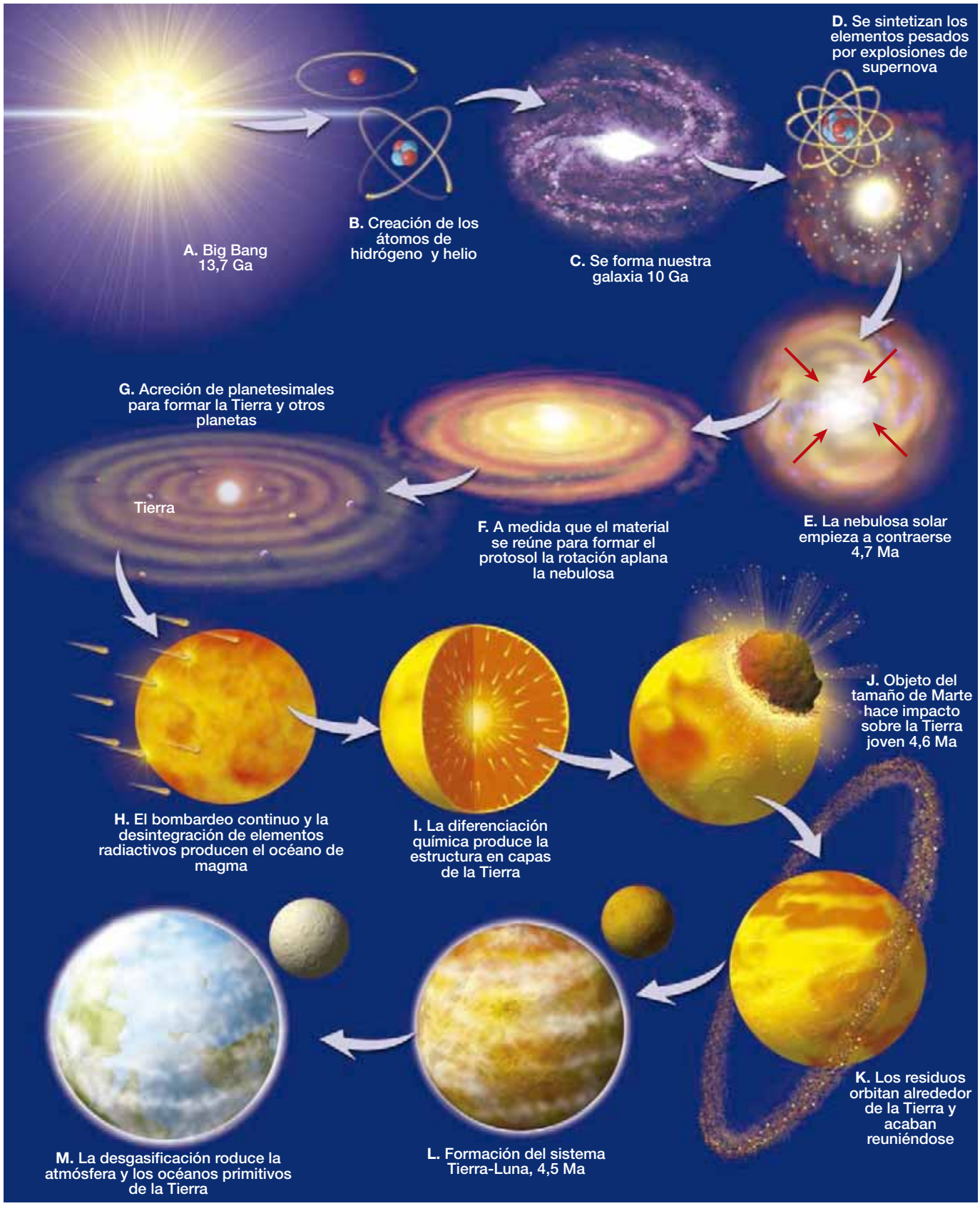


FIGURA 22.5. Acontecimientos principales que llevaron a la formación de la Tierra primitiva.

FIGURA 22.6. Representación artística de la Tierra hace más de 4.000 millones de años. Esta fue una época de intensa actividad volcánica que produjo la atmósfera y los océanos terrestres primitivos, mientras que las primeras formas de vida produjeron estructuras en forma de montículos denominados estromatolitos.

ORIGEN DE LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS

Podemos estar agradecidos a nuestra atmósfera; sin ella, no habría efecto invernadero y la Tierra estaría casi 15,5 °C más fría. Las masas de agua terrestres estarían congeladas y el ciclo hidrológico sería inexistente.

El aire que respiramos es una mezcla estable compuesta por un 78 por ciento de nitrógeno, un 21 por ciento de oxígeno y alrededor de un uno por ciento de argón (un gas inerte), y pequeñas cantidades de gases como el dióxido de carbono y el vapor de agua. Sin embargo, la atmósfera original de nuestro planeta hace 4.600 millones de años era sustancialmente diferente.

La atmósfera primitiva de la Tierra

En las primeras etapas de la formación de la Tierra, su atmósfera consistía probablemente en los gases más comunes del Sistema Solar primitivo, hidrógeno, helio, metano, amoniaco, dióxido de carbono y vapor de agua (*véase* el Capítulo 24, páginas 780-781). Los más ligeros de esos gases, el hidrógeno y el helio, parece que escaparon hacia el espacio porque la gravedad de la Tierra era demasiado débil como para retenerlos. La mayor parte de los gases restantes probablemente fueron dispersados al espacio por los fuertes *vientos solares* (una enorme corriente de partículas) procedentes de un Sol joven y activo. (Parece que todas las estrellas, entre ellas el Sol, experimentan una etapa de gran actividad al principio de su evolución, que se conoce como la *fase T-Tauri*, durante la cual sus vientos solares son muy intensos.)

La primera atmósfera permanente de la Tierra se generó mediante un proceso denominado **desgasificación**, a través del cual se liberan los gases atrapados en el interior del planeta. La desgasificación desde cientos de volcanes activos sigue siendo una función planetaria importante en todo el mundo (Figura 22.7). Sin embargo, en las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando en el manto se producía un calentamiento masivo y un movimiento fluido, la producción de gas debe de haber sido inmensa. Basándonos en nuestro conocimiento de las erupciones volcánicas modernas, es probable que la atmósfera terrestre primitiva consistiera fundamentalmente en vapor de agua, dióxido de carbono y dióxido de azufre, con cantidades menores de otros gases y mínimas de nitrógeno. Lo más importante es que no había oxígeno libre.

Oxígeno en la atmósfera

Conforme la Tierra se iba enfriando, el vapor de agua se condensaba para formar nubes, y lluvias torrenciales empezaron a rellenar las zonas bajas, que se convirtieron en los océanos. En esos océanos, hace casi 3.500 millones de años, bacterias fotosintéticas empezaron a liberar oxígeno en el agua. Durante la *fotosíntesis*, los organismos utilizan la energía del Sol para producir materia orgánica (moléculas energéticas de azúcar que contienen hidrógeno y carbono) a partir del dióxido de carbono (CO_2) y el agua (H_2O). Las primeras bacterias probablemente utilizaban sulfuro de hidrógeno (H_2S) como fuente de hidrógeno en vez de agua. Una de las más primitivas bacterias, las *cianobacterias* (antes

FIGURA 22.7. La primera atmósfera permanente de la Tierra se formó por un proceso denominado desgasificación, que continúa en la actualidad desde centenares de volcanes activos en todo el mundo (Foto de Game McGimsey/CORBIS).

denominadas algas verdeazuladas), empezaron a producir oxígeno como producto secundario de la fotosíntesis.

Al principio, el oxígeno recién liberado era consumido fácilmente por reacciones químicas con otros átomos y moléculas (particularmente hierro) en el océano. Parece que se liberaban grandes cantidades de hierro en el océano primitivo a través del vulcanismo submarino y las fumarolas hidrotermales asociadas. El hierro tiene una tremenda afinidad por el oxígeno. Cuando estos dos elementos se unen, se convierten en óxido de hierro (herrumbre). A medida que se acumulaban en el fondo oceánico, estos primeros depósitos de óxido de hierro crearon capas alternas de rocas ricas en hierro y chert, denominadas **formaciones de hierro bandeado (BIF)**, (Figura 22.8). La mayoría de los depósitos de hierro bandeado se acumuló en el Precámbrico, hace entre 3.500 y 2.000 millones de años, y representan el depósito más importante del mundo de mena de hierro.

A medida que iba aumentando el número de organismos generadores de oxígeno, este último empezó a acumularse en la atmósfera. Los análisis químicos de las rocas sugieren que apareció ya una cantidad significativa de oxígeno en la atmósfera hace 2.200 millones de años, y que aumentó de manera uniforme hasta que alcanzó niveles estables hace alrededor de 1.500 millones de años. Obviamente la disponibilidad de oxígeno libre tuvo un impacto positivo en el desarrollo de la vida.

FIGURA 22.8. Estas rocas a capas, ricas en hierro, denominadas formaciones de hierro bandeado, BIF, se depositaron durante el Precámbrico. Gran parte del oxígeno generado como producto secundario de la fotosíntesis fue consumido fácilmente por reacciones químicas con el hierro para producir estas rocas (Por cortesía de Spencer R. Titley).

Otro beneficio significativo de la «explosión de oxígeno» es que las moléculas de oxígeno (O_2) absorben fácilmente la radiación ultravioleta y se reorganizan para formar *ozono* (O_3). En la actualidad, el ozono se concentra por encima de la superficie en una capa denominada *estratosfera*, donde absorbe mucha de la radiación ultravioleta que incide en la atmósfera superior. Por primera vez, la superficie terrestre estaba protegida de este tipo de radiación solar que es particularmente dañina para el ADN. Los organismos marinos habían estado siempre protegidos de la radiación ultravioleta por los océanos, pero la formación de la capa de ozono protectora de la atmósfera hizo que los continentes fueran más hospitalarios.

Evolución de los océanos

Hace unos 4.000 millones de años, hasta el 90 por ciento del volumen actual de agua marina estaba contenida en las cuencas oceánicas. Como la atmósfera primitiva era rica en dióxido de carbono, dióxido de azufre y sulfuro de hidrógeno, el agua de la lluvia más primitiva era muy ácida, hasta un grado incluso mayor que la lluvia ácida que dañó lagos y ríos en el este de Norteamérica durante la última parte del siglo XX. Por consiguiente, la superficie rocosa de la Tierra experimentó una acelerada tasa de meteorización. Los productos liberados por la meteorización química consistían en átomos y moléculas de varias sustancias, entre ellas, el sodio, el calcio, el potasio y la sílice, que fueron transportados a los océanos recién formados. Algunas de estas sustancias disueltas precipitaron para convertirse en sedimento químico que cubrió el fondo oceánico. Otras sustancias formaron sales solubles que aumentaron la salinidad del agua del mar. La investigación sugiere que la salinidad de los océanos aumentó rápidamente al principio pero que ha permanecido constante a lo largo de los últimos 2.000 millones de años.

Los océanos de la Tierra sirven también como almacén de volúmenes tremendos de dióxido de carbono, un constituyente principal de la atmósfera primitiva. Esto es significativo porque el dióxido de carbono es un gas de efecto invernadero que influye fuertemente en el calentamiento de la atmósfera. Venus, antes considerado muy similar a la Tierra, tiene una atmósfera compuesta por un 97 por ciento de dióxido de carbono, el cual produjo un efecto invernadero abrumador. Como consecuencia, su temperatura superficial es de 475 °C.

El dióxido de carbono es fácilmente soluble en el agua del mar, donde a menudo se une a otros átomos o moléculas para producir varios precipitados químicos. El compuesto más común generado por este proceso es el carbonato de calcio ($CaCO_3$), que constituye la calcita, constituyente de la caliza, la roca sedimentaria química más abundante. Hace aproximadamente 542 millones de

años, los organismos marinos empezaron a extraer carbonato cálcico del agua del mar para fabricar sus caparazones y otras partes duras. Entre dichos organismos se cuentan billones de diminutos organismos marinos como los foraminíferos, cuyos caparazones se depositaron sobre el fondo oceánico al final de su ciclo vital. En la actualidad, algunos de esos depósitos pueden observarse en las capas de creta expuestos a lo largo de los White Cliffs en Dover, Inglaterra, que se muestran en la Figura 22.9. Al «encerrar» el dióxido de carbono, estos depósitos de caliza almacenan este gas de efecto invernadero de modo que no puede reentrar fácilmente en la atmósfera[1].

LA HISTORIA PRECÁMBRICA: LA FORMACIÓN DE LOS CONTINENTES TERRESTRES

Los 4.000 primeros millones de años de la Tierra se enmarcan en el *periodo* denominado Precámbrico. Representando casi el 90 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico se divide en el eón Arcaico («edad antigua») y el eón Proterozoico («vida primitiva»). Nuestro conocimiento de este tiempo antiguo es limitado porque gran parte del registro rocoso inicial ha sido ocultado por los mismísimos procesos terrestres que hemos estado estudiando, en especial la tectónica de placas, la erosión y la sedimentación. La mayoría de las rocas precámbricas carecen de fósiles, lo que obstaculiza la correlación de las unidades rocosas. Además, las rocas de esta antigüedad están metamorfizadas y deformadas, extensamente erosionadas y a menudo cubiertas por estratos más jóvenes. De hecho, la historia del Precámbrico está escrita en episodios dispersos y especulativos, como un gran libro al que le faltaran muchos capítulos.

Los primeros continentes de la Tierra

Más del 95 por ciento de la población humana de nuestro planeta vive en los continentes, sin incluir quienes viven en las islas volcánicas como Hawái e Islandia. Estos isleños habitan fragmentos de corteza oceánica que eran lo suficientemente espesos como para ascender por encima del nivel del mar.

¿Qué diferencia la corteza continental de la corteza oceánica? Recordemos que la corteza oceánica es una capa homogénea, relativamente densa (3,0 g/cm^3), de

[1] En el Recuadro 7.1, «El ciclo del carbono la rocas sedimentarias», de la página 274 hay más información sobre esto.

FIGURA 22.9. Prominentes depósitos de creta, los White Chalk Cliffs, Sussex, Inglaterra. Se encontraron también depósitos similares en el norte de Francia (Foto de Art Wolf).

rocas basálticas procedentes de la fusión parcial del manto superior rocoso. Además, la corteza oceánica es delgada, con un espesor promedio de solo 7 km. La corteza continental, por otro lado, está compuesta por una variedad de tipos de rocas, tiene un espesor promedio de casi 40 km y contiene un gran porcentaje de rocas de baja densidad (2,7 g/cm^3), ricas en sílice, como el granito.

En una revisión de la evolución geológica de la Tierra no puede pasarse por alto la importancia de estas diferencias. La corteza oceánica, por ser relativamente fina y densa, se encuentra varios kilómetros por debajo del nivel del mar salvo, por supuesto, que sea empujada sobre una masa de tierra por las fuerzas tectónicas. La corteza continental, por su gran espesor y menor densidad, se extiende muy por encima del nivel del mar. También, recordemos que la corteza oceánica de espesor normal experimenta fácilmente subducción, mientras que los bloques espesos y flotantes de la corteza continental se resisten a ser reciclados al interior del manto.

Creación de la corteza continental

Es probable que la primera corteza terrestre estuviera compuesta por basalto, similar a la generada en las dorsales oceánicas modernas, pero, dado que ya no existen pruebas físicas, no podemos estar seguros. El manto caliente y turbulento que con mucha probabilidad existía durante el eón Arcaico recicló gran parte de este material de vuelta al manto. De hecho, es posible que se haya estado reciclando continuamente, de forma muy parecida a como la «corteza» que se forma en un lago de lava es repetidamente sustituida por la lava fresca de debajo (Figura 22. 10).

Las rocas continentales más antiguas que se conservan aparecen como pequeños terrenos muy deformados que están incorporados en el interior de bloques algo más jóvenes de corteza continental (Figura 22. 11). El más antiguo de ellos es el gneis Ascata de 4.000 millones de años de antigüedad localizado en la Provincia Slave, en los Territorios del Noroeste de Canadá.

La formación de la corteza continental es simplemente una continuación de la segregación gravitacional de los materiales terrestres que empezó durante la etapa de acreción final de nuestro planeta. Después de la evolución del núcleo metálico y el manto rocoso, se fueron extrayendo gradualmente minerales ricos en sílice, de baja densidad, desde el manto para formar la corteza continental. Este es un proceso continuo en múltiples etapas durante el cual la fusión parcial de rocas ultramáficas del manto (peridotita) genera rocas máficas. A continuación, la fusión de las rocas máficas produce magmas que evolucionan y cristalizan para formar rocas compuestas por cuarzo, félsicas (*véase* Capítulo 4). Sin embargo, se sabe poco sobre los detalles de los mecanismos que generaron estas rocas ricas en sílice durante el Arcaico.

FIGURA 22.10. Patrón agrietado sobre lago de lava. La corteza que cubre este lago de lava está siendo sustituida continuamente por la lava reciente que viene de abajo, de una manera muy parecida a como se recicló la corteza terrestre al principio de su historia (Foto de Juerg Alean/www.stromboli.net).

La mayoría de los geólogos está de acuerdo en que en las primeras etapas de la historia de la Tierra operaba algún tipo de movimiento de tipo placa. Además, es probable que también desempeñara un papel el vulcanismo de puntos calientes. Sin embargo, dado que el

FIGURA 22.11. Estas rocas de Isua, Groenlandia, algunas de las más antiguas del mundo, han sido fechadas en 3.800 millones de años (Foto por cortesía de James L. Amos/CORBIS).

manto estaba más caliente en el eón Arcaico que en la actualidad, estos dos fenómenos habrían progresado a velocidades mayores que sus homólogos modernos. Se cree que el vulcanismo de puntos calientes ha creado inmensos volcanes de escudo, así como llanuras oceánicas. A la vez, la subducción de la corteza oceánica generó los arcos de islas volcánicas. En conjunto, estos fragmentos de corteza relativamente pequeños representan la primera fase en la creación de grandes áreas de tierra de tamaño continental estables.

De la corteza continental a los continentes

Según un modelo de evolución continental, el crecimiento de grandes masas continentales se consiguió a través de la colisión y la acreción de varios tipos de terrenos como se ilustra en la Figura 22. 12. Este tipo de tectónica de colisión deformó y metamorfizó los sedimentos atrapados entre los fragmentos de corteza convergente, acortando así y engrosando la corteza en desarrollo. En las regiones más profundas de estas zonas de colisión, la fusión parcial de la corteza engrosada generó magmas ricos en sílice que ascendieron e hicieron intrusión en las rocas situadas por encima. El resultado fue la formación de grandes provincias costeras que, a su vez, se reunieron con otras para formar bloques de corteza aún mayores denominados **cratones**. (A la porción de un cratón moderno que queda expuesto en la superficie se le denomina escudo.) Para que se forme un gran cratón se precisa la acreción de varios bloques de corteza que da lugar a importantes episodios de formación de orogenia similares a la colisión de India con Asia. En la Figura 22.13 se muestra la extensión de material de la corteza que se produjo durante los eones Arcaico y Proterozoico. Esto se consiguió por la colisión y la acreción de muchos terrenos delgados, muy móviles, en masas continentales casi reconocibles.

Aunque el Precámbrico fue una época en la que se generó mucha de la corteza continental terrestre, también se destruyó una cantidad sustancial del material de la corteza. Pudo perderse por meteorización y erosión o por la reincorporación directa en el manto a través de la subducción. Las pruebas sugieren que durante gran parte del Arcaico se eliminaron láminas finas de corteza continental, fundamentalmente por subducción en el manto. Sin embargo, hace aproximadamente 3.000 millones de años, los cratones crecieron en tamaño y espesor lo suficiente como para resistir la subducción. Después de ese momento, la meteorización y la erosión se convirtieron en los principales procesos de destrucción de la corteza. Cuando acababa el Precámbrico, se había formado un 85 por ciento estimado de la corteza continental moderna.

La formación de Norteamérica

Norteamérica proporciona un excelente ejemplo del desarrollo de la corteza continental y su agrupación gradual en un continente. Obsérvese en la Figura 22.14 que queda muy poca corteza continental más antigua de 3.500 millones de años. Al final del eón Arcaico, hace entre

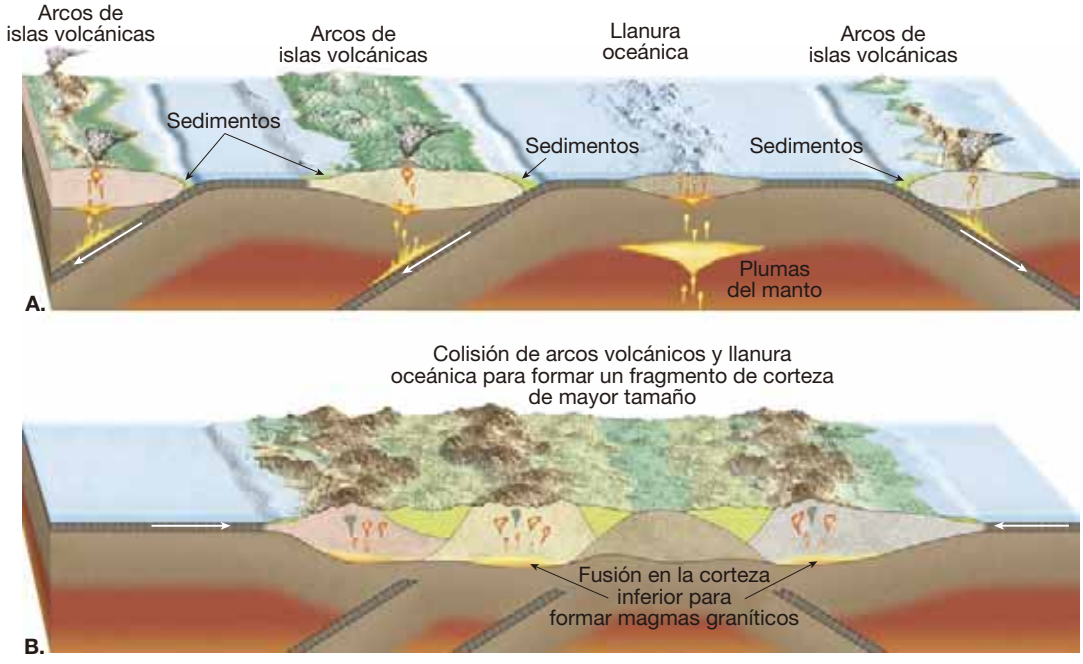


FIGURA 22.12. Según un modelo evolutivo, el crecimiento de las grandes masas continentales se consiguió por la colisión y la acreción de varios tipos de terrenos.

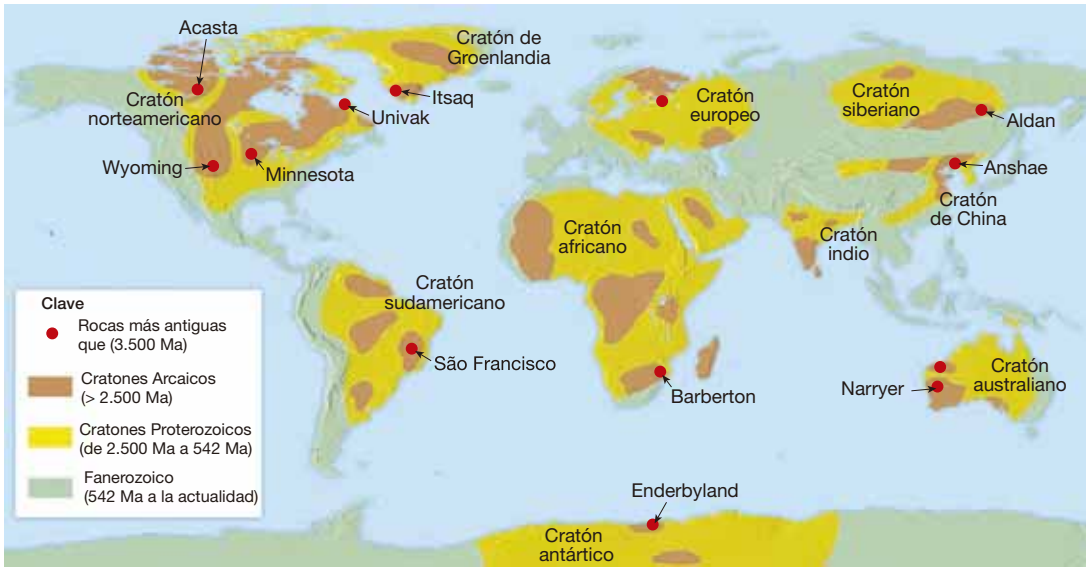


FIGURA 22.13. Ilustración que muestra la extensión de los restos de material de la corteza de los eones Arcaico y Proterozoico.

3.000 y 2.500 millones de años, hubo un periodo de crecimiento continental importante. Durante este periodo, la acreción de numerosos arcos de islas y otros fragmentos generaron diversas provincias costeras grandes.

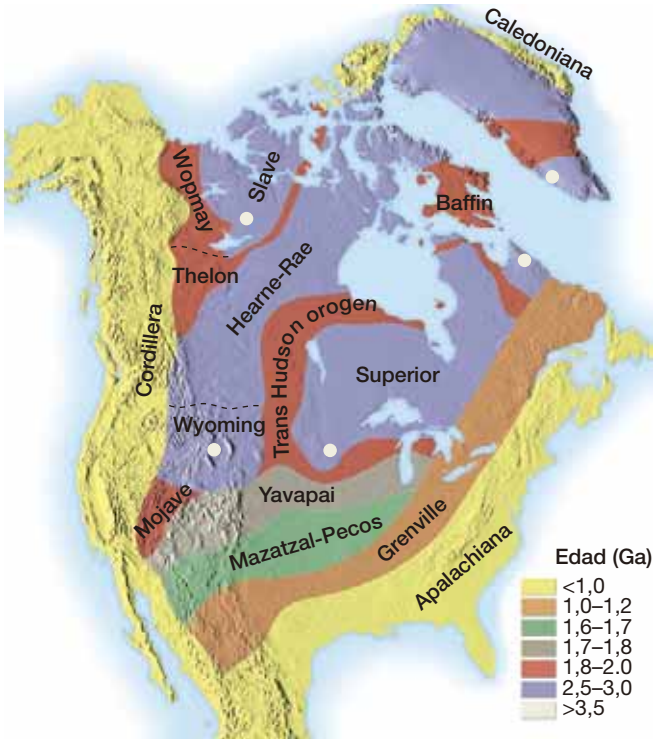


FIGURA 22.14. Mapa que muestra las principales provincias geológicas de Norteamérica y sus edades en miles de millones de años (Ga). Parece que Norteamérica se reunió a partir de bloques de corteza que se juntaron por procesos muy similares a la moderna tectónica de placas. Estas colisiones antiguas produjeron cinturones montañosos que incluyen arcos de islas volcánicas remanentes atrapados por los fragmentos continentales que colisionaron.

Norteamérica contiene alguna de esas unidades de corteza, entre ellas los cratones Superior y Hearne/Rae mostrados en la Figura 22.14. Sigue sin saberse dónde se formaron estos bloques continentales antiguos.

Hace unos 1.900 millones de años estas provincias de corteza colisionaron para producir la cordillera montañosa Trans-Hudson (Figura 22.14). (Este episodio de orogenia no se restringió a Norteamérica, porque se encuentran estratos deformados antiguos de edad similar en otros continentes). Este acontecimiento dio lugar al cratón norteamericano, alrededor del cual se fueron añadiendo más tarde diversos fragmentos de corteza grandes y también numerosos pequeños. Estas adhesiones tardías abarcan las provincias Blue Ridge y Piedmont de los Apalaches. Además, durante el Mesozoico y el Cenozoico se añadieron diversos terrenos al margen occidental de Norteamérica para generar la cordillera montañosa norteamericana.

Supercontinentes del Precámbrico

Los **supercontinentes** son grandes masas de terreno que contienen todos, o casi todos, los continentes existentes. Pangea fue el supercontinente más reciente, pero desde luego no el único, que existió en el pasado geológico. El más antiguo supercontinente bien documentado, Rodinia, se formó durante el eón Proterozoico, hace aproximadamente 1.100 millones de años. Sigue investigándose su reconstrucción, pero está claro que la configuración de Rodinia era bastante diferente de Pangea (Figura 22.15). Una distinción obvia es que Norteamérica estaba situada cerca del centro de esta antigua gran masa de tierra.

FIGURA 22.15. Esquema simplificado que muestra una de las diversas configuraciones posibles del supercontinente Rodinia. Para mayor claridad, los continentes se han dibujado con formas algo modernas, lo que en realidad no ocurría hace mil millones de años (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

Entre hace 800 y 600 millones de años, Rodinia se fue separando gradualmente. Al final del Precámbrico, muchos de los fragmentos se volvieron a reunir produciendo una gran masa de tierra en el hemisferio meridional denominada Gondwana, compuesta fundamentalmente por las actuales Sudamérica, África, India, Australia y Antártida (Figura 22.16). Se formaron también otros fragmentos continentales: Norteamérica, Siberia y Europa septentrional. Consideraremos el destino de estas masas de tierra precámbricas más adelante en este capítulo.

Ciclo del supercontinente

La idea de que la ruptura y la dispersión de un supercontinente van seguidas de un largo *periodo* durante el cual los fragmentos se van reuniendo gradualmente en un nuevo supercontinente con una configuración diferente se denomina **ciclo supercontinental**. La reunión y dispersión de los supercontinentes tuvo un profundo impacto sobre la evolución de los continentes terrestres. Además, este fenómeno influyó en gran medida en los climas mundiales y contribuyó a los episodios periódicos de elevación y descenso del nivel del mar.

Supercontinentes y clima

A medida que los continentes se mueven, los patrones de las corrientes oceánicas y los vientos mundiales cambian, lo que influye en la distribución global de

A. Continente de Gondwana

B. Continentes que no formaban parte de Gondwana

FIGURA 22.16. Reconstrucción de la Tierra con el aspecto que podía tener a finales del Precámbrico. Los continentes del sur se reunieron en una única masa de tierra denominada Gondwana. Otras masas de tierra que no eran parte de Gondwana abarcan Norteamérica, el noroeste de Europa y el norte de Asia (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

la temperatura y la precipitación. Un ejemplo de cómo la dispersión de un supercontinente influyó en el clima es la formación de la capa de hielo de la Antártida. La Antártida oriental permaneció sobre el Polo Sur durante más de 100 millones de años, pero no estuvo cubierta de hielo hasta hace unos 25 millones de años. Antes de este periodo de glaciación, Sudamérica estaba conectada con la península antártica. Esta disposición de masas de tierra contribuyó a mantener un patrón de circulación, según el cual las corrientes oceánicas cálidas alcanzaban la costa de la Antártida, como se muestra en la Figura 22.17A. Esto es similar a cómo la moderna corriente del

Golfo mantiene a Islandia básicamente exenta de hielo, pese a su nombre. Sin embargo, a medida que Sudamérica se separaba de la Antártida, se desplazaba hacia el norte, permitiendo el flujo de la circulación oceánica de oeste a este en torno a todo el continente de la Antártida (Figura 22.17B). Esta corriente fría, denominada Deriva del Viento del Oeste, aisló eficazmente toda la costa antártica de las corrientes cálidas dirigidas a los polos que circulaban en los océanos meridionales. Como consecuencia, la mayor parte de la Antártida se cubrió de hielo glaciar.

Los climas locales y regionales se han visto también influidos por los grandes sistemas montañosos creados por la colisión de cratones grandes. Debido a sus grandes elevaciones, las montañas exhiben temperaturas promedio notablemente más bajas que las tierras bajas colindantes. Además, cuando el aire asciende por estas estructuras elevadas, la elevación «exprime» la humedad del aire, dejando relativamente seca la región situada a favor del viento. Una moderna analogía es la constituida por las pendientes occidentales húmedas intensamente boscosas de la Sierra Nevada de Norteamérica, en comparación con el clima seco del desierto del Great Basin que se encuentra directamente en la dirección del viento (*véase* Figura 19.4, pág. 604).

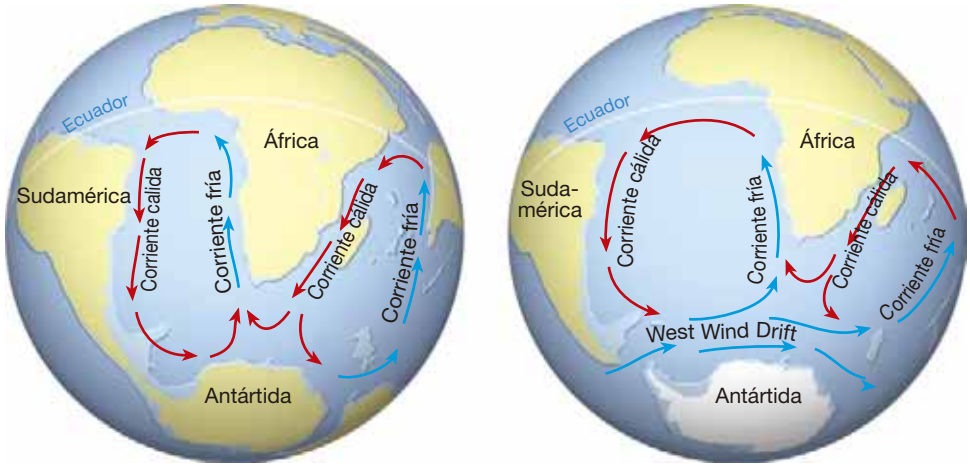
Supercontinentes y cambios del nivel del mar

Se han documentado numerosos y significativos cambios del nivel del mar en la historia geológica, muchos de los cuales parecen estar relacionados con la reunión y la dispersión de los supercontinentes. Si el nivel del mar asciende, los mares someros avanzan hacia los continentes. Pruebas de *periodos* en los cuales los mares avanzaron hacia el interior de los continentes abarcan secuencias espesas de antiguas rocas sedimentarias marinas que recubrieron grandes zonas de masas de tierra modernas, entre ellas gran parte de los dos tercios orientales de los Estados Unidos.

El ciclo supercontinental y los cambios del nivel del mar están directamente relacionados con las velocidades de expansión del fondo oceánico. Cuando la velocidad de expansión es rápida, como a lo largo de la dorsal del pacífico oriental en la actualidad, la producción de corteza oceánica cálida también lo es. Como la corteza oceánica cálida es menos densa (ocupa más espacio) que la corteza fría, las dorsales de expansión rápida ocupan más volumen en las cuencas oceánicas que los centros de expansión lentos. Como consecuencia, cuando las velocidades de expansión del fondo oceánico aumentan, el nivel del mar asciende. Esto, a su vez, hace que mares someros avancen hacia las porciones bajas de los continentes.

HISTORIA GEOLÓGICA DEL FANEROZOICO: LA FORMACIÓN DE LOS CONTINENTES MODERNOS DE LA TIERRA

El eón Fanerozoico, que se inicia después del Precámbrico, abarca 542 millones de años y está dividido en tres eras: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. El comienzo del Fanerozoico está marcado por la aparición de las primeras formas de vida con partes duras como esqueletos, escamas, huesos o dientes, que aumentan enormemente la posibilidad de que un organismo se



A. 50 millones de aos **B. Presente**

FIGURA 22.17. Comparación del modelo de circulación oceánica hace 50 millones de años con el presente. Cuando Sudamérica se separó de la Antártida, se desarrolló el West Wind Drift, que aisló efectivamente toda la costa Antártida de las corrientes cálidas de los océanos meridionales que se dirigían al polo, lo que provocó que gran parte de la Antártida acabara cubierta de hielo glacial.

conserve en el registro fósil (Figura 22.18)[2]. Por tanto, la disponibilidad de fósiles ayudó al estudio de la corteza del Fanerozoico, lo que mejoró nuestra capacidad para datar y correlacionar acontecimientos geológicos (Recuadro 22.1). Además, dado que cada organismo está asociado con su propio nicho particular, el enormemente mejorado registro fósil proporcionó información de valor incalculable para descifrar los ambientes antiguos.

Historia del Paleozoico

Cuando se inició la era Paleozoica, Norteamérica no albergaba ningún ser vivo, ni plantas ni animales. No existían los Apalaches ni las Montañas Rocosas; el continente era en gran medida una llanura yerma. Varias veces durante las primeras etapas del Paleozoico, mares someros se desplazaron al interior continental y retrocedieron dejando tras de sí gruesos depósitos de calizas, pizarras y areniscas limpias que marcan las líneas de costa de estos mares someros mediocontinentales antiguos.

La formación de Pangea

Uno de los principales acontecimientos del Paleozoico fue la formación del supercontinente Pangea, que empezó con una serie de colisiones que fueron reuniendo gradualmente Norteamérica, Europa, Siberia y otros fragmentos menores de corteza (Figura 22.19). Estos acontecimientos acabaron generando un gran continente septentrional denominado Laurasia, una gran masa de tierra tropical que soportó condiciones húmedas y cálidas que indujeron la formación de enormes pantanos, los cuales acabaron convirtiéndose en carbón.

Simultáneamente el vasto continente meridional de Gondwana abarcaba cinco continentes: Sudamérica, África, Australia, Antártida, India y quizá partes de China. Pruebas de una glaciación continental extensa sitúan a esta masa de tierra cerca del polo Sur. Al final del Paleozoico, Gondwana había emigrado hacia el norte y colisionó con Laurasia, lo que culminó en la formación del supercontinente Pangea.

La acreción de Pangea duró más de 300 millones de años y tuvo como consecuencia la formación de varias cordilleras montañosas. La colisión de Europa septentrional (fundamentalmente Noruega) con Groenlandia produjo las montañas Caledonianas, mientras que la unión del norte de Asia (Siberia) y Europa creó la cadena montañosa de los Urales. El norte de China se piensa que se unió a Asia al final del Paleozoico, mientras que el sur de China puede que no llegara a formar parte de Asia hasta después de que Pangea hubiera empezado a escindirse. (Recordemos que India no empezó a unirse a Asia hasta hace unos 50 millones de años).

Pangea alcanzó su tamaño máximo hace unos 250 millones de años cuando África colisionó con Norteamérica (Figura 22.19D). Este acontecimiento marcó el episodio final de crecimiento en la larga historia los Apalaches (*véase* Capítulo 14).

Historia del Mesozoico

Con una duración de unos 186 millones de años, la era Mesozoica se divide en tres periodos: el Triásico, el Jurásico y el Cretácico. Los principales acontecimientos geológicos del Mesozoico abarcan la ruptura de Pangea y la evolución de nuestras cuencas oceánicas modernas.

La era Mesozoica empezó con gran parte de los continentes del mundo por encima del nivel del mar. Los estratos triásicos expuestos son fundamentalmente areniscas rojas y lutitas que carecen de fósiles marinos, características que indican un ambiente terrestre. (El color rojo de las areniscas procede de la oxidación del hierro).

Cuando se iniciaba el periodo Jurásico, el mar invadió el noreste de Norteamérica. Adyacentes a este mar somero, se depositaron sedimentos continentales extensos sobre lo que ahora es la Colorado Plateau. Las más destacadas son los Areniscas Navajo, una capa de lechos transversales ricos en cuarzo que en algunos lugares se aproxima a 300 m de espesor. Estos remanentes de dunas masivas indican que durante las primeras épocas del Jurásico un enorme desierto ocupaba mucho del suroeste americano (Figura 22.20). Otro depósito bien conocido del Jurásico es la formación Morrison, el

[2] Para más información sobre esta cuestión, consúltese lo comentado en «Condiciones que favorecen la preservación» en el Capítulo 9, pag. 204).

FIGURA 22.18. Molde natural de un trilobite. Los trilobites dominaron el océano paleozoico primitivo, de cuyo fondo obtenían el alimento (Foto de Ed Reschke/Peter Arnold, Inc.).

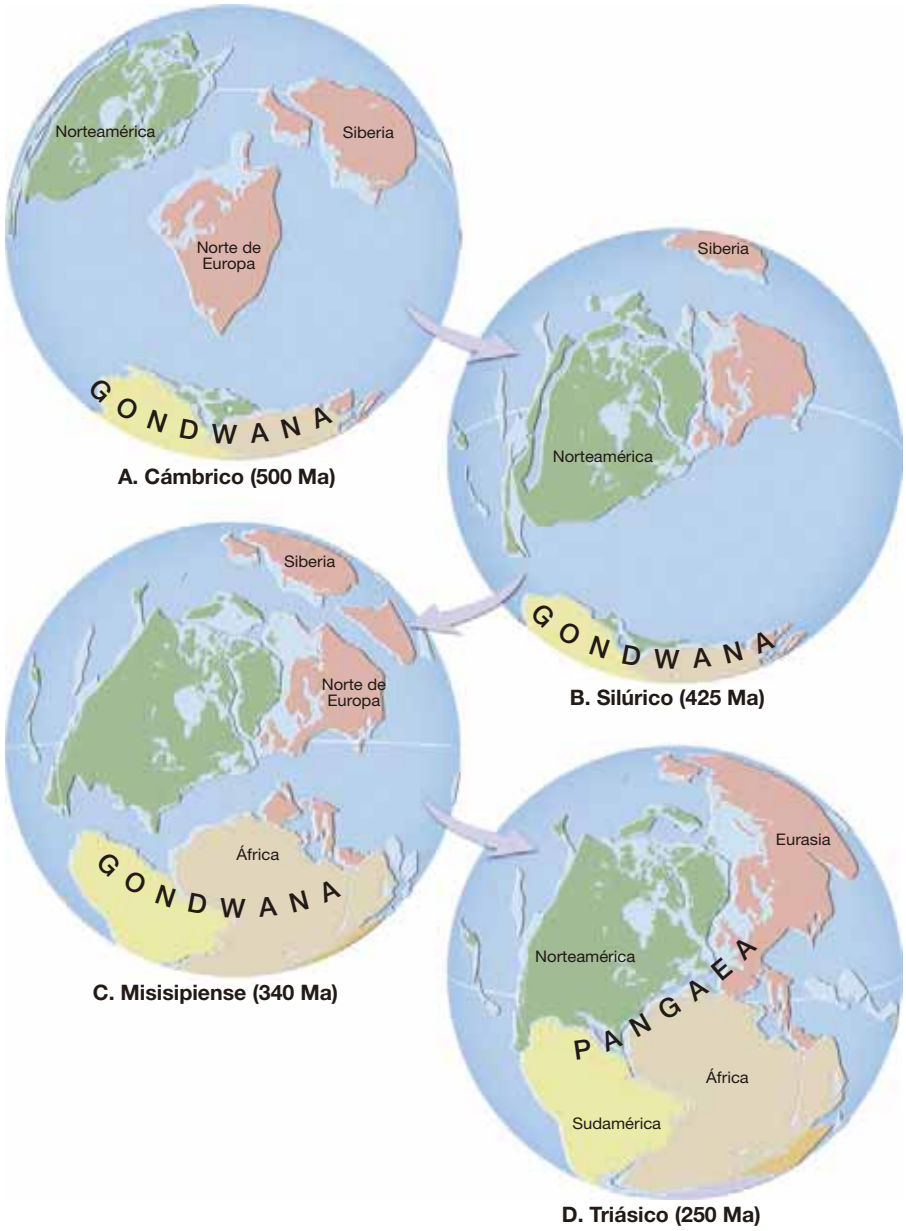


FIGURA 22.19 . Durante el final del Paleozoico, los movimientos de placa fueron reuniendo las principales masas de tierra para producir el supercontinente de Pangea (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

almacén más rico del mundo de fósiles de dinosaurios, entre ellos los huesos fosilizados de dinosaurios enormes como el Apatosaurus (antes denominado Brontosaurus), el Brachiosaurus y el Stegosaurus.

Conforme el periodo Jurásico iba dejando paso al Cretácico, mares someros volvieron a invadir gran parte del occidente norteamericano, así como las regiones costeras del Golfo y del Atlántico. Esto llevó a la formación de «pantanos carboníferos» similares a los de la era Paleozoica. En la actualidad, los depósitos de carbón del Cretácico, en el occidente de Estados Unidos y Canadá, tienen una gran importancia económica. Por ejemplo, en la Reserva de los indios Crow en Montana, hay casi 20.000 millones de toneladas de carbón del Cretácico de gran calidad.

Otro acontecimiento importante de la era Mesozoica fue la ruptura de Pangea (*véase* Recuadro 2.3, pág. 71). Hace unos 165 millones de años, se desarrolló un rift entre lo que ahora es Norteamérica y el oeste de África, que marcó el nacimiento del océano Atlántico. A medida que Pangea se iba separando gradualmente, el movimiento hacia el oeste de la placa norteamericana empezó a empujar la cuenca del pacífico. Este acontecimiento tectónico desencadenó una ola continua de deformación que se movió tierra adentro a lo largo de todo el margen occidental de Norteamérica. Durante el

FIGURA 22.20 . Estos masivos peñascos de lechos transversales de arenisca en el parque nacional Zion son los restos de dunas de arena antiguas (Foto de Ruth Tomlinson/Robert Harding).

Jurásico, la subducción de la placa Farallon había empezado a producir la mezcla caótica de rocas que existen en la actualidad en las Coast Ranges de California. Más hacia el interior, la actividad ígnea era generalizada y durante más de 100 millones de años el vulcanismo fue intensísimo por el ascenso de enormes masas de magma a pocos kilómetros de la superficie terrestre. Los restos de esta actividad son los plutones graníticos de la Sierra Nevada, así como el batolito Idaho y el batolito de la cordillera costera de la Columbia Británica.

La actividad tectónica iniciada en el Jurásico continuó durante todo el Cretácico. Las fuerzas compresivas movían enormes unidades rocosas como si fueran guijarros hacia el este. A lo largo de gran parte del margen occidental de Norteamérica, rocas más antiguas fueron volcadas hacia el este sobre los estratos más jóvenes durante distancias que superaban los 150 km. Por último, esta actividad fue responsable de la creación de las enormes Montañas Rocosas septentrionales que se extienden desde Wyoming hasta Alaska.

Hacia el final del Mesozoico, se formaron las porciones meridionales de las Montañas Rocosas. Este acontecimiento orogénico, denominado *Orogenia Larámide*, se produjo cuando grandes bloques de rocas del Precámbrico profundamente enterradas fueron levantadas casi en vertical a lo largo de fallas de gran buzamiento, envolviendo los estratos sedimentarios más jóvenes que estaban por encima. Las cordilleras montañosas producidas por la orogenia Laramide abarcan la Front Range del Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado, y las Bighorns de Wyoming (*véase* Recuadro 14.2, pág. 456).

Historia del Cenozoico

La era Cenozoica, o «era de vida reciente,» abarca los últimos 65,5 millones de años de historia de la Tierra. Fue durante este periodo durante el cual aparecieron los paisajes físicos y las formas de vida de nuestro mundo moderno. La era cenozoica representa una fracción considerablemente menor del tiempo geológico que el Paleozoico o el Mesozoico. No obstante, se sabe mucho más sobre este periodo porque las formaciones rocosas están más generalizadas y menos alteradas que las de cualquier era precedente.

La mayor parte de Norteamérica estaba por encima del nivel del mar durante el Cenozoico. Sin embargo, los márgenes orientales y occidentales del continente experimentaron acontecimientos notablemente diferentes por sus diferentes relaciones de límite de placas. El Atlántico en las regiones costeras del Golfo, muy alejadas de un borde de placa activo, eran químicamente estables. Por el contrario, el oeste norteamericano era el borde principal de la placa norteamericana. Como consecuencia, las interacciones de placa durante el Cenozoico explican muchos acontecimientos de orogénesis, vulcanismo y terremotos.

El este norteamericano

El margen continental estable del este de Norteamérica fue zona de abundante sedimentación marina. Los sedimentos más extensos rodeaban el Golfo de México, desde la península de Yucatán hasta Florida, donde

una masiva elevación de sedimentos creó un sinclinal de la corteza. En muchos casos, la formación de fallas creó estructuras en las cuales se acumuló petróleo y gas natural. En la actualidad, estas y otras trampas de petróleo son el recurso económicamente más importante de la costa del Golfo, como se pone de manifiesto por las numerosas plataformas de perforación que hay costa afuera.

A principios del Cenozoico, la mayor parte de los Apalaches originales había sido erosionada a una llanura baja. Más adelante, ajustes isostáticos volvieron a elevar la región y rejuvenecieron sus ríos. Las corrientes erosionaron con renovado vigor, esculpiendo gradualmente la superficie a su topografía actual. Los sedimentos de esta erosión fueron depositados a lo largo del margen continental oriental, donde se acumularon hasta un espesor de muchos kilómetros. En la actualidad, partes de los estratos depositados durante el Cenozoico están expuestos en las llanuras costeras de suave pendiente del Atlántico y el Golfo, donde reside un gran porcentaje de la población oriental y suroriental de Estados Unidos.

El oeste norteamericano

En el oeste, la orogenia Laramide, responsable de la formación de las Montañas Rocosas meridionales estaba llegando a su fin. A medida que las fuerzas erosivas reducían las montañas, las cuencas entre las cordilleras ascendentes empezaron a llenarse de sedimentos. Al este de las Montañas Rocosas, una gran cuña de sedimento procedente de la erosión de las montañas creó las Grandes Llanuras.

Empezando en la época del Mioceno, hace unos 20 millones de años, una amplia región del norte de Nevada en México experimentó extensión de la corteza que creó más de 150 cordilleras de bloques de falla. Hoy, se elevan abruptamente sobre las cuencas adyacentes, creando la Basin and Range Province (*véase* el Capítulo 14).

A medida que iba desarrollándose la Basin and Range Province, todo el interior occidental del continente se iba elevando gradualmente. Este acontecimiento volvió a elevar las montañas rocosas y rejuveneció muchos de los principales ríos occidentales. A medida que los cauces de los ríos iban siendo horadados, se crearon muchas gargantas espectaculares, entre ellas las del Gran Cañón del río Colorado, el Gran Cañón del río Snake y el Cañón Negro del río Gunnison.

La actividad volcánica también fue frecuente en el oeste durante gran parte del Cenozoico. Empezando en la época del Mioceno, grandes volúmenes de lava basáltica fluida fluían por fisuras en fragmentos de los actuales Washington, Oregón e Idaho. Estas erupciones crearon la extensa llanura de Columbia (3,3 millones de kilómetros cuadrados). Inmediatamente al oeste de la llanura de Columbia, la actividad volcánica tenía un carácter diferente. Aquí, hacían erupción de manera explosiva magmas más viscosos con mayor contenido de sílice, creando las Cascades, una cadena de estratovolcanes que se extiende desde el norte de California hasta Canadá, algunos de los cuales siguen activos todavía (Figura 22.21).

Un episodio final de deformación se produjo a finales del Cenozoico, creando las Coast Ranges que se

FIGURA 22.21. Mount Hood, Oregón. Este volcán es uno de los diversos grandes conos compuestos que comprenden la cordillera Cascade (Foto de John M. Roberts/CORBIS /Stock Market).

extienden a lo largo de la costa del Pacífico. Mientras tanto, la Sierra Nevada se fracturó y elevó a lo largo de su flanco oriental, formando las impresionantes montañas que vemos hoy en día.

A medida que el Cenozoico se aproximaba a su fin, los efectos de la orogénesis, la actividad volcánica, los ajustes isostáticos y la extensa erosión y sedimentación crearon el paisaje físico que conocemos hoy. Todo lo que quedaba del Cenozoico era el episodio final de 2,6 millones de años denominado *periodo* Cuaternario. Durante esta fase más reciente, y en curso, de la historia de la Tierra, en la que evolucionaron los humanos, la acción del hielo glaciar, el viento y las aguas superficiales añadió los toques finales a la larga y compleja historia geológica de nuestro planeta.

PRIMERA VIDA TERRESTRE

Los fósiles más antiguos proporcionan pruebas de que la vida sobre la Tierra se estableció hace por lo menos 3.500 millones de años. Se han encontrado fósiles microscópicos similares a las modernas cianobacterias (antes conocidas como algas verde-azuladas) en depósitos de creta ricos en sílice de todo el mundo. Ejemplos notables son el sur de África, donde las rocas datan de hace más de 3.100 millones de años, y la región del lago superior del este de Ontario y el norte de Minnesota, donde la creta Gunflint contiene algunos fósiles de hace más de 2.000 millones de años. Restos químicos de materia orgánica en rocas de mayor edad han llevado a los paleontólogos a sugerir con énfasis que puede haber existido vida hace 3.800 millones de años.

¿Cómo se inició la vida? Esta pregunta enciende un debate considerable y las hipótesis abundan. Entre los requisitos para la vida, suponiendo la presencia de un ambiente hospitalario, se cuentan las materias químicas primas que forman las moléculas esenciales del ADN, el ARN y las proteínas. Estas sustancias requieren compuestos orgánicos denominados *aminoácidos*. Los primeros aminoácidos pudieron haberse sintetizado a partir de metano y amoniaco, muy abundantes en la atmósfera primitiva de la Tierra. Algunos científicos sospechan que estos gases pudieron haberse reorganizado fácilmente en moléculas orgánicas útiles con ayuda de la luz ultravioleta, mientras que otros consideran los relámpagos los impulsores, como intentaron demostrar los bien conocidos experimentos llevados a cabo por Stanley Miller y Harold Urey.

Otros investigadores sugieren que los aminoácidos llegaron «preparados», liberados por asteroides o cometas que colisionaron con la Tierra joven. Un grupo de meteoritos (restos de asteroides y cometas que golpearon la Tierra), denominados *condritas carbonáceas*, que se sabe que contienen compuestos orgánicos semejantes a los aminoácidos, llevó a algunos a plantear la hipótesis de que la vida pudo haber tenido un comienzo extraterrestre.

Aun otra hipótesis propone que el material orgánico necesario para la vida procedió del metano y el sulfuro de hidrógeno que arrojaban las chimeneas hidrotermales de las profundidades marinas (fumarolas negras). ¿Es también posible que la vida se originara en aguas termales similares a las del parque nacional Yellowstone (Figura 22.22)? Algunos investigadores del origen de la vida consideran este escenario muy improbable,

FIGURA 22.22. El Grand Prismatid Pool, Parque Nacional Yellowstone, Wyoming. Esta piscina de agua caliente debe su color azul a diversas especies de cianobacterias tolerantes al calor (Foto de George Steinmetz/CORBIS).

ENTENDER LA TIERRA

Lutitas de Burgess

RECUADRO 22.1

La posesión de partes duras intensifica en gran medida la probabilidad de conservación de los organismos en el registro fósil. No obstante, ha habido ocasiones raras en la historia geológica en las que se han preservado gran número de organismos de cuerpo blando. Las lutitas de Burgess constituyen un ejemplo bien conocido. Localizadas en las Rocosas Canadienses cerca de la ciudad de Field al sudeste de la Columbia británica, el sitio fue descubierto en 1909 por Charles D. Walcott de la Smithsonian Institution.

Las Lutitas de Burgess son un yacimiento de excepcional conservación fósil con diversidad animal sin igual (Figura 22.A). Los animales de las Lutitas de Burgess vivieron poco después de la explosión del Cámbrico, una época en la que había habido una enorme expansión de biodiversidad marina. Sus fósiles exquisitamente conservados representan nuestra instantánea más completa y autorizada de la vida en el Cámbrico, mucho mejor que los depósitos que contienen solo fósiles de organismos con partes duras. Hasta la fecha, se han encontrado más de 100.000 fósiles únicos.

Los animales preservados en las Lutitas de Burgess habitaban un mar somero y cálido adyacente a un gran arrecife que formaba parte del borde continental de Norteamérica. Durante el Cámbrico, el continente norteamericano estaba en los trópicos a horcajadas del ecuador. La vida estaba restringida al océano y la tierra firme estaba yerma y deshabitada.

¿Cuáles fueron las circunstancias que llevaron a la conservación de las muchas formas de vida encontradas en las Lutitas de Burgess? Los animales vivían en sedimentos marinos fangosos que se habían acumulado en la porción elevada de un arrecife. Periódicamente el fango se volvía inestable y caía rápidamente pendiente abajo del arrecife en forma de corrientes de turbidez. Estos flujos transportaban los animales en nubes turbulentas del sedimento hasta la base del arrecife donde eran enterrados. En este ambiente con falta de oxígeno, las carcasas enterradas eran protegidas de las bacterias descomponedoras y carroñeras. Este proceso se produjo repetidamente a lo largo de varios millones de años, acumulando una gruesa secuencia de capas sedimentarias ricas en fósiles. Entretanto, hace unos 175 millones de años, las fuerzas orogénicas elevaron esos estratos desde el fondo oceánico y los desplazaron muchos kilómetros hacia el este a lo largo de enormes fallas hasta su ubicación actual en la Rocosas Canadienses.

Las Lutitas de Burgess constituyen uno de los descubrimientos fósiles más importantes del siglo xx. Sus capas conservan una instantánea fascinante de la vida animal primitiva de hace 500 millones de años.

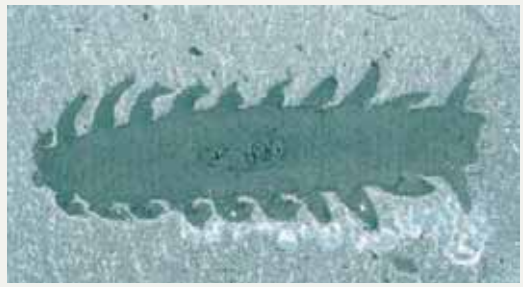


FIGURA 22.A. Dos ejemplos de fósiles de las Lutitas de Burgess. *Thumatilon alcotti* (izquierda) era un animal foliado relativamente grande (de hasta 20 cm de longitud). (Foto de Simon Conway Morris, Universidad de Cambridge. *Aysheaia pedunculata* (derecha) era un pariente antiguo de los modernos gusanos aterciopelados y podían estar pegados a las esponjas blandas con diminutos garfios de sus patas (Foto reproducida con permiso del Royal Ontario Museum ROM. Crédito de la foto: D.H. Collins).

ya que las abrasadoras temperaturas habrían destruido cualquier tipo primitivo de moléculas autorreplicantes. Su suposición es que la vida habría aparecido primero a lo largo de playas antiguas protegidas, donde las olas y las mareas reunieron diversos materiales orgánicos formados en los océanos del Precámbrico.

Al margen de dónde o cómo se originó la vida, está claro que el viaje desde «entonces» hasta «ahora» implicó cambios (Figura 22.23). Los primeros organismos conocidos eran bacterias unicelulares denominadas **procariotas**, lo que significa que su material genético (ADN) *no está separado* del resto de la célula por un núcleo. Dado que el oxígeno estaba ausente de la atmósfera y los océanos primitivos de la Tierra, los primeros organismos empleaban metabolismo anaerobio (sin oxígeno) para extraer energía del «alimento». Su fuente de alimento estaba constituida probablemente por moléculas orgánicas de su alrededor, pero el suministro era muy limitado. Más tarde, las bacterias evolucionaron a utilizar energía solar para sintetizar compuestos orgánicos (azúcares). Este acontecimiento fue un momento crucial en la evolución: por primera vez los organismos tenían la capacidad de producir alimentos para sí mismos así como para otras formas de vida.

Recordemos que la fotosíntesis realizada por las cianobacterias antiguas, un tipo de procariota, contribuyó a la elevación gradual de la concentración de oxígeno, primero en el océano y más tarde en la atmósfera. Por tanto, estos organismos primitivos transformaron drásticamente nuestro planeta. Entre las evidencias fósiles

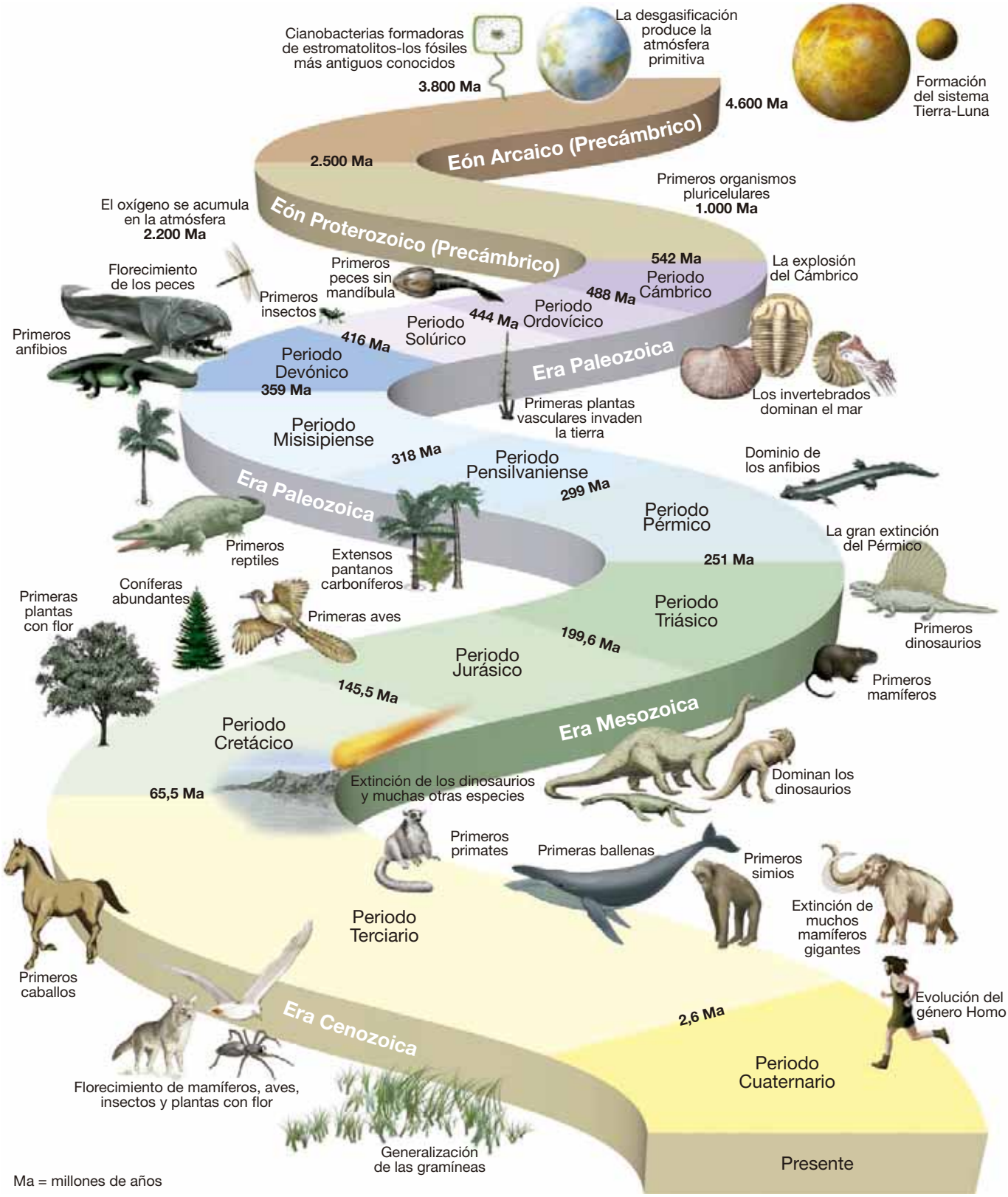


FIGURA 22.23. La evolución de la vida a través del tiempo geológico.

A.

B.

FIGURA 22.24. Los estromatolitos se cuentan entre los fósiles precámbricos más comunes. A. Estromatolitos fósiles del Precámbrico compuestos por carbonato cálcico depositado por algas. (Foto de Sinclair Stammers/Photo Researchers, Inc.). B. Estromatolitos modernos creciendo en mares someros, oeste de Australia (Foto de Bill Bachman/ Photo Researchers, Inc.).

que sustentan la existencia de estas bacterias microscópicas se cuentan los montones de carbonato cálcico con una clara distribución en capas, denominados **estromatolitos** (Figura 22.24A). Los estromatolitos son como alfombrillas de caliza acumuladas por bacterias liberadoras de cal. Lo que se sabe sobre estos fósiles antiguos procede fundamentalmente de los estromatolitos modernos, como los encontrados en la Shark Bay, Australia (Figura 22.24B).

Los fósiles más antiguos de los organismos más avanzados, denominados **eucariotas**, tienen una antigüedad de alrededor de 2.100 millones de años. Los primeros eucariotas eran microorganismos microscópicos acuáticos. A diferencia de los procariotas, las estructuras celulares de los eucariotas contienen núcleos. Esta estructura distintiva es lo que tienen en común todos los organismos pluricelulares que habitan en nuestro planeta en la actualidad (árboles, aves, peces, reptiles y humanos).

Durante gran parte del Precámbrico, la vida consistía exclusivamente en organismos unicelulares. No fue hasta hace quizá 1.500 millones de años que evolucionaron los eucariotas pluricelulares. Las algas verdes, uno de los primeros organismos pluricelulares, contenían cloroplastos (utilizados para la fotosíntesis) y fueron los ancestros de las plantas modernas. Los primeros animales marinos primitivos no aparecieron hasta algo más tarde, quizá hace 600 millones de años (Figura 22.25).

La evidencia fósil sugiere que la evolución orgánica progresó a un ritmo penosamente lento hasta el final del Precámbrico. En ese momento, los continentes terrestres estaban desnudos y los océanos estaban poblados fundamentalmente por organismos demasiado pequeños para ser vistos a simple vista. No obstante, estaba dispuesto el escenario para la evolución de plantas y animales más grandes y más complejos.

FIGURA 22.25. Fósil ediacarano. Los ediacaranos son un grupo de animales marinos que pueden haber existido hace unos 300 millones de años. Estos organismos de cuerpo blando llegaban a medir 1 metro de longitud y son los fósiles animales más antiguos descubiertos hasta ahora (Foto por cortesía del South Australian Museum).

LA ERA PALEOZOICA: LA EXPLOSIÓN DE LA VIDA

El periodo Cámbrico marca el comienzo de la era Paleozoica, una época que vio la aparición de una variedad espectacular de nuevas formas de vida. Hicieron su aparición todos los principales grupos de invertebrados (animales que carecen de espina dorsal), entre ellos las medusas, las esponjas, los gusanos, los moluscos (caracoles y almejas) y los artrópodos (insectos, crustáceos). Suele hacerse referencia a esta enorme expansión en la biodiversidad como la *explosión del Cámbrico* (Recuadro 22.1, pág. 727).

Pero, ¿ocurrió realmente la explosión del Cámbrico? Investigaciones recientes sugieren que estas formas de vida pudieron haberse diversificado gradualmente en las últimas etapas del Precámbrico, pero que no se conservaron en el registro fósil. Si consideramos que el periodo Cámbrico marcó la primera vez que los organismos desarrollaron partes duras, ¿es posible que el acontecimiento del Cámbrico fuera simplemente una explosión de formas animales que crecieron en tamaño y se volvieron lo suficientemente «duros» como para fosilizar?

Es posible que los paleontólogos nunca puedan responder definitivamente a esta pregunta. Saben, sin embargo, que las partes duras tenían claramente muchos propósitos útiles y que contribuyeron a la adaptación a estilos de vida. Las esponjas, por ejemplo, desarrollaron una red de finas espículas de sílice entretejidas que les permitió crecer en tamaño y estar más erguidas, y por tanto ser capaces de extenderse por el suelo oceánico en busca de alimento. Las almejas y los caracoles segregaban caparazones externos de carbonato cálcico que les proporcionaban protección y permitían que sus organismos funcionaran en un ambiente más controlado. Los trilobites, que tanto éxito tuvieron, desarrollaron un exoesqueleto flexible de una proteína denominada quitina (similar a una uña humana), que les permitió ser móviles y buscar alimento horadando sedimentos blandos (*véase* Figura 22.18, pág. 722).

Primeras formas de vida del Paleozoico

El periodo Cámbrico fue la edad de oro de los *trilobites*. Florecieron más de 600 géneros de estos carroñeros excavadores de barro en todo el mundo. El Ordovícico marcó la aparición de abundantes cefalópodos, moluscos móviles muy desarrollados que se convirtieron en los principales depredadores de su tiempo (Figura 22.26). Los descendientes de estos cefalópodos son los calamares, los pulpos y los nautilos que habitan

FIGURA 22.26. Durante el periodo Ordovícico (hace 488-444 millones de años), las aguas someras de un mar interior sobre el centro de Norteamérica contenían una abundancia de invertebrados marinos. En esta reconstrucción se muestran cefalópodos de concha recta, trilobites, braquiópodos, caracoles y corales (The Field Museum, Neg. GEO80820c, Chicago).

nuestros océanos modernos. Los cefalópodos fueron los primeros organismos verdaderamente grandes sobre la Tierra, entre ellos una especie que alcanza una longitud de casi 10 m.

La diversificación inicial de los animales fue impulsada, en parte, por la aparición de estilos de vida depredadores. Los cefalópodos móviles, más grandes, hacían presa sobre los trilobites, normalmente más pequeños que la mano de un niño. La evolución del movimiento eficiente estuvo asociada a menudo con el desarrollo de mayores capacidades sensitivas y sistemas nerviosos más complejos. Estos primeros animales desarrollaron dispositivos sensoriales para detectar la luz, el olor y el tacto.

Hace aproximadamente 400 millones de años, las algas verdes que se habían adaptado a sobrevivir al borde del agua dieron lugar a las primeras plantas pluricelulares terrestres. La principal dificultad para sostener la vida vegetal sobre la tierra era tener agua y permanecer erguido pese a la gravedad y los vientos. Las primeras plantas vegetales eran espigas verticales carentes de hojas de un tamaño aproximado al dedo índice humano (Figura 22.27). El registro fósil indica que, al final del Devónico, 40 millones de años más tarde, había bosques con miles de árboles de metros de altura, evidencia clara de que los procesos evolutivos iban a toda velocidad.

En el océano, los peces perfeccionaron un esqueleto interno como una forma nueva de soporte, y fueron las primeras criaturas que tuvieron mandíbulas. Los peces acorazados que evolucionaron durante el Ordovícico continuaron adaptándose. Sus corazas fueron adelgazándose hasta convertirse en escamas ligeras que aumentaron su velocidad y movilidad. Otros peces evolucionaron durante el Devónico, entre ellos los tiburones primitivos con esqueletos de cartílago y los peces óseos, los grupos en los cuales están clasificados los peces actuales. Los peces, los primeros vertebrados grandes, demostraron ser nadadores más rápidos que los invertebrados y poseían sentidos más agudos y cerebros más grandes. Se convirtieron en los depredadores dominantes del mar, motivo por el que suele hacerse referencia al periodo Devónico como la «Edad de los peces».

Los vertebrados se desplazan a tierra

Durante el Devónico, un grupo de peces conocidos como el *pez de aletas lobuladas* empezó a adaptarse a los ambientes terrestres (Figura 22.28). Los peces de aletas lobuladas tenían sacos que podían llenarse de aire para

FIGURA 22.27. Plantas terrestres del Paleozoico. El Silúrico vio las primeras plantas que crecían erguidas (vasculares). Los fósiles vegetales se hicieron cada vez más frecuentes a partir del Devónico.

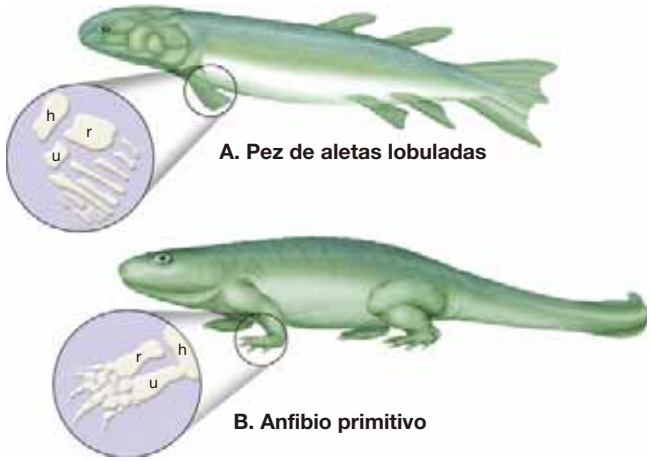


FIGURA 22.28. Comparación de las características anatómicas del pez de aletas lobuladas y los primeros anfibios. A. Las aletas en el pez de aletas lobuladas contenían los mismos elementos básicos (*h*, húmero o brazo; *r*, radio; y *u*, cúbito, o antebrazo) que en los anfibios. B. Este anfibio se muestra con los cinco dedos estándar, pero los anfibios primitivos tenían hasta ocho dedos. Finalmente los anfibios evolucionaron hasta tener un recuento de dedos estándar, de cinco.

complementar su «respiración» a través de las agallas. El primer pez de aletas lobuladas probablemente ocupó llanuras mareales o pequeños estanques de agua dulce cerca del océano. Alguno empezaría a utilizar sus aletas para desplazarse de un estanque a otro en busca de alimento o para abandonar un estanque que se estuviera deteriorando. Esto favoreció la evolución de un grupo de animales capaces de permanecer fuera del agua durante más tiempo y desplazarse sobre tierra con más eficiencia. Al final del Devónico, el pez de aletas lobuladas había evolucionado a los anfibios que respiraban aire y tenían patas fuertes aunque mantenían una cabeza y una cola parecidas a las de un pez (Figura 22.29).

Los anfibios modernos, como las ranas, los sapos y las salamandras, son pequeños y ocupan nichos biológicos limitados. Sin embargo, las condiciones reinantes durante el Paleozoico tardío eran ideales para estos recién llegados a tierra firme. Se extendieron por toda Norteamérica, Europa y Siberia grandes pantanos tropicales atestados de grandes insectos y milpiés (Figura 22.30). Prácticamente sin riesgos depredadores, los anfibios se diversificaron rápidamente. Algunos incluso adoptaron estilos de vida y formas similares a los reptiles modernos como los cocodrilos.

Pese a su éxito, los anfibios no se adaptaron por completo a la vida fuera del agua. De hecho, anfibios significa «doble vida», porque estos animales necesitan a la vez el agua, de donde vienen, y la tierra, a la cual se mudaron. Los anfibios nacen en el agua, como ejemplifican los renacuajos, completos con agallas y colas.

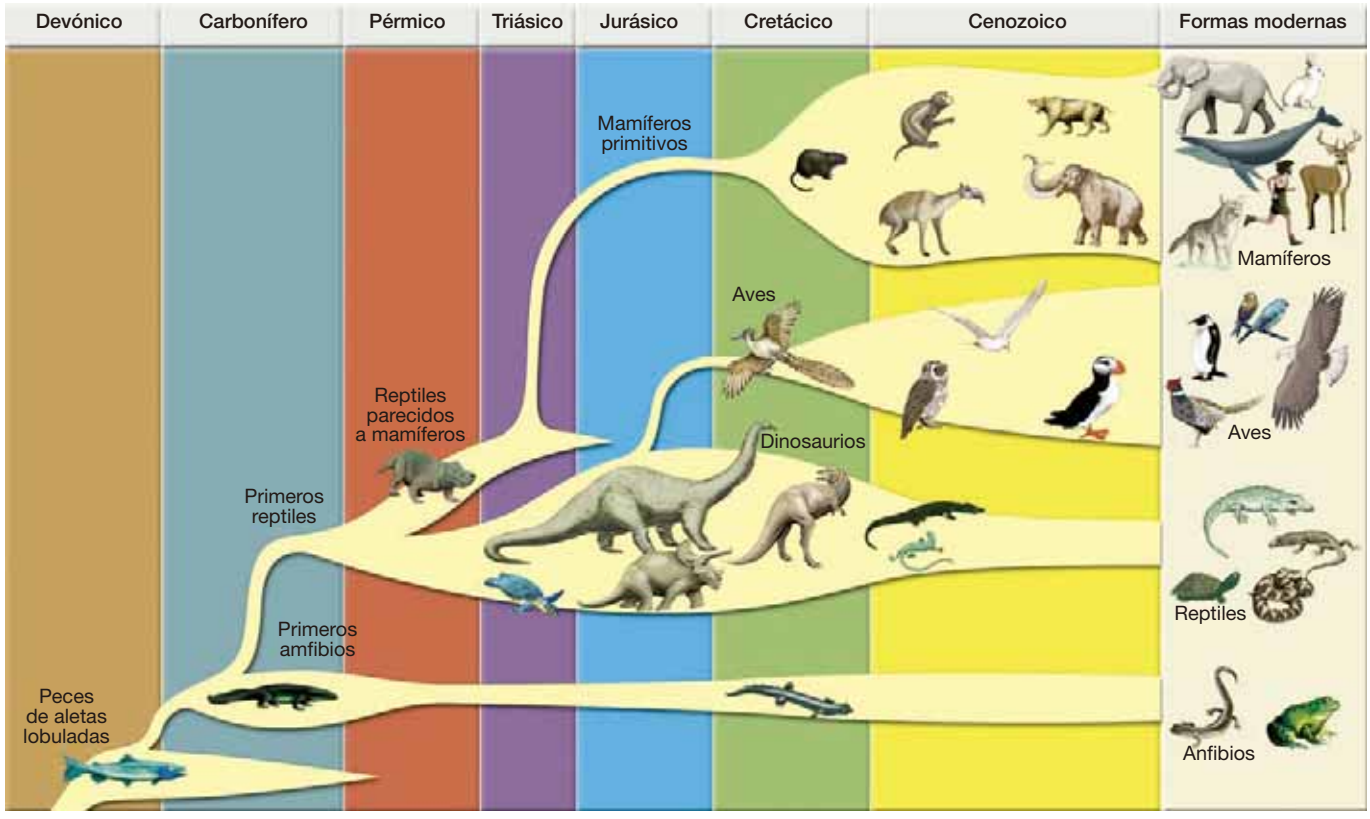


FIGURA 22.29. Relación de los diversos vertebrados y su evolución a partir de un ancestro parecido a un pez.

FIGURA 22.30. Restauración de un pantano carbonífero del Pensilvaniense (hace de 318 millones a 299 millones de años). Se muestran árboles a escala (izquierda), helechos con semillas (izquierda, abajo) y equisetos (cola de caballo) (derecha). Nótese también la gran libélula (The Field Museum, Neg. GEO85637c, Chicago, Fotógrafo John Weinstein).

Estas características desaparecen durante el proceso de maduración que da lugar a adultos con patas y que respiran aire.

La gran extinción del Pérmico

Al final del periodo Pérmico, una extinción en masa destruyó el 70 por ciento de todas las especies de vertebrados terrestres, y quizás el 90 por ciento de todos los organismos marinos. La extinción de finales del Pérmico fue la más significativa de las, al menos, cinco extinciones en masa que se produjeron a lo largo de los últimos 500 millones de años. Cada extinción hizo estragos en la biosfera existente, aniquilando a un gran número de especies. En cada caso, sin embargo, los supervivientes entraron en nuevas comunidades biológicas que en último término fueron más diversas. Por consiguiente, las extinciones en masa en realidad dieron vigor a la vida sobre la Tierra, ya que los pocos supervivientes resistentes acabaron ocupando más nichos ambientales que los dejados por las víctimas.

Se han propuesto diversos mecanismos para explicar estas extinciones en masa antiguas. Al principio, los paleontólogos creían que eran acontecimientos graduales causados por una combinación de cambio climático y fuerzas biológicas, como la depredación y la competencia. En la década de 1980, un equipo de investigación propuso que la extinción en masa de hace 65 millones de años fue causada por el impacto explosivo de un gran asteroide. Este acontecimiento, que provocó la extinción súbita de los dinosaurios, se describe en el Recuadro 22.2.

¿Fue causada la extinción del Pérmico por un impacto gigante? Durante muchos años, los investigadores consideraron que esta era una explicación posible. Sin embargo se han encontrado muy pocas pruebas que la sustenten.

Otro posible mecanismo para explicar la extinción del Pérmico fueron las voluminosas erupciones de lavas basálticas que empezaron hace unos 250 millones de años y cubrieron millares de kilómetros cuadrados de los continentes. (Este periodo de vulcanismo produjo los Traps siberianos localizados en el norte de Rusia.) La liberación de dióxido de carbono habría intensificado ciertamente el calentamiento invernadero y las emisiones de dióxido de azufre probablemente dieron lugar a cantidades copiosas de lluvia ácida.

Un grupo de investigadores ha llevado aún más lejos la hipótesis del calentamiento global. Coinciden en que se produjo el rápido calentamiento como consecuencia del efecto invernadero, pero creen que por sí solo no habría destruido la mayoría de las plantas, porque son tolerantes al calor y consumen CO_2 en la fotosíntesis. Sostienen, en cambio, que el problema empezó en el océano más que en tierra firme.

La mayoría de los organismos, entre ellos los seres humanos, utilizan oxígeno para metabolizar el alimento. Sin embargo, algunas formas de bacterias emplean metabolismo *anaerobio* (sin oxígeno). En condiciones normales, el oxígeno de la atmósfera se disuelve

PERFIL PROFESIONAL

Neil Shubin. Paleontólogo

El proceso de *descubrir* depende de personas con mentes incansablemente inquisitivas. Neil Shubin es una de ellas. Uno de los focos del trabajo de Shubin se dirige a intentar «descubrir una de las etapas clave en el paso de peces a animales terrestres». Además, entiende que dichos descubrimientos «ofrecen pistas sobre la estructura fundamental de nuestros organismos».

Reconociendo que más del «99 por ciento de todas las especies que han vivido están ahora extinguidas y que *solo* se conservan como fósiles una fracción muy pequeña, y que una fracción aun menor se ha encontrado», Shubin ha seguido un camino calculado, aunque abrumador. Este camino llevó a Shubin y a un equipo de investigación a la Isla Ellesmer, en el ártico canadiense, donde sus esfuerzos produjeron un descubrimiento significativo, pero solo después de varios intentos caros y agotadores. Shubin y su equipo sabían que sus esfuerzos se dirigían a un foco: rocas de una edad específica (375 millones de años de antigüedad); rocas que probablemente contendrían fósiles; y rocas que estuvieran expuestas en la superficie. Entre los retos a los que se enfrentó el equipo se cuentan la extrema meteorología ártica, las amenazas de la vida salvaje, las restricciones espaciales y temporales, y el conocimiento de que necesitaban seleccionar una zona muy pequeña dentro de una extensión de 1.500 km de ancho de la tundra canadiense. A lo largo de un periodo de seis años, y cuatro expediciones, el equipo de Shubin se vio profundamente comprometido en la búsqueda de un fósil que rellenara un hueco evolutivo importante. Su duro trabajo tuvo resultados.

El fósil que descubrieron, denominado *Ti taali* (que significa «gran pez de agua dulce»), exhibe características por un lado de pez acuático y por otro de animal terrestre.

Uno de los focos del trabajo de Shubin se dirige a intentar «descubrir una de las etapas clave en el paso de peces a animales terrestres»

Neil Shubin de pie con un molde de *Tiktaalik* en el Field Museum de Chicago, Illinois. Neil y Ted Daeschler concibieron juntos este proyecto en y han estado trabajando en el rtico con Farish A. en ins, r. desde entonces (Foto de ohn Weinstein, The Field Museum).

Sus escamas y aletas llevan a identificarlo como un pez, mientras que su cabeza plana con ojos en la zona superior llevó a otros a considerarlo relacionado con un cocodrilo o lagarto. La cabeza de *Ti taali* se movía libremente desde sus hombros, en contraste con los peces, en los cuales los huesos unen el cráneo al hombro. (Un simple movimiento afirmativo de la cabeza o un giro demuestran el concepto de que la cabeza se mueve con independencia del resto del cuerpo.) La investigación de Shubin demostró también vínculos de *Ti taali* con los anfibios, reptiles, aves y mamíferos (entre ellos los seres humanos). Rasgos esqueléticos como las muñecas, las costillas y las orejas pueden rastrearse hasta la transición evolutiva observada en *Ti taali* .

Como los profesionales de muchos ámbitos atestiguarán, la experiencia suele asociarse con la capacidad para tener muchos cargos a la vez. Esto es efectivamente cierto para Neil Shubin. En la Universidad de Chicago ostenta una cátedra y es decano asociado en el Departamento de Biología y Anatomía de Organismos. Es también Preboste del Field Museum de Chicago. Una asignación inesperada «mientras dirigía el curso de anatomía humana» de la facultad de medicina de la UC, junto con su investigación sobre *Ti taali* llevó a Shubin a «explorar una conexión profunda» entre fósiles, genes, embriones y anatomía humana. Con los cargos de paleontólogo, investigador, catedrático y autor, Shubin mezcló estos temas aparentemente no relacionados en una monografía, *our nner ish*. Este libro, *betseller* nacional, proporciona a los lectores una explicación notable y cautivadora del cuerpo humano en relación con los fósiles, genes y embriones. Una buena dosis de humor aumenta el atractivo del libro para una audiencia diversa.

«El por ciento de todas las especies que han vivido están ahora extinguidas y... solo se conservan como fósiles una fracción muy peque a»

En el epílogo de *our nner ish*, Shubin explica que el estudio de *Ti taali* sigue en curso y que el trabajo de campo continúa en un esfuerzo por obtener más fósiles. Igual que ocurre en muchos empeños científicos, a Shubin no le cuesta reconocer que hay más preguntas que respuestas. Los avances en la ciencia descansan en mentes incansablemente inquisitivas como las de Neil Shubin y su equipo de investigación.

Puede encontrarse más información sobre Neil Shubin y *Ti taali* en http://www.neilshubin.com y http://tiktaalik.uchicago.edu/

fácilmente en el agua del mar y es luego distribuido de manera uniforme por todas las profundidades por las corrientes marinas profundas. Este agua «rica en oxígeno» relegaría las bacterias anaerobias que «odian el oxígeno» a ambientes anóxicos (sin oxígeno) que se encuentran en los sedimentos de aguas profundas.

Un *periodo* intenso de calentamiento de efecto invernadero causado por un episodio extremo de vulcanismo habría calentado la superficie del océano, reduciendo así de manera significativa la cantidad de oxígeno absorbida por el agua del mar (Figura 22.31). Esta condición es favorable a las bacterias anaerobias marinas profundas, que generan sulfuro de hidrógeno tóxico como gas de desecho. A medida que estos organismos proliferaban, habría ido aumentando de manera uniforme el sulfuro de hidrógeno disuelto en el agua del mar. Por fin, la concentración del sulfuro de hidrógeno habría alcanzado un umbral crítico y se habrían liberado grandes burbujas tóxicas a la atmósfera (Figura 22.31). En la Tierra, el sulfuro de hidrógeno es letal para las plantas y los animales, pero es más destructivo para la vida marina que respira oxígeno.

¿Hasta qué punto es plausible este escenario? Recordemos que estas ideas representan una *hipótesis*, una explicación provisional relativa a un conjunto particular de observaciones. Continúa todavía la investigación sobre esta hipótesis y otras que se relacionan con la extinción del Pérmico.

ERA MESOZOICA: LA EDAD DE LOS DINOSAURIOS

Cuando amanecía la era Mesozoica, sus formas de vida eran los supervivientes de la gran extinción del Pérmico. Estos organismos se diversificaron de muchos modos para llenar los huecos biológicos creados al final del Paleozoico. Sobre tierra, las condiciones favorecían a aquellos que podían adaptarse a climas más secos. Entre las plantas, las gimnospermas correspondían a uno de esos grupos. A diferencia de las primeras plantas que invadieron la tierra, las gimnospermas con semillas no dependían del agua para la fertilización. Por consiguiente, esas plantas no se restringieron a una vida próxima al borde del agua.

Las gimnospermas se convirtieron rápidamente en los árboles dominantes en el Mesozoico y consistían en las cicadáceas, que se parecían a una gran Ananás (piña); los ginkgoes, que tenían hojas en forma de abanico, muy parecidas a sus parientes modernos; y las plantas más grandes, las coníferas, entre cuyos descendientes modernos se cuentan los pinos, los abetos y los enebros. La aparición fósil mejor conocida de estos árboles antiguos se encuentra en el parque nacional Petrified Forest del norte de Arizona. Aquí, enormes troncos petrificados yacen expuestos en la superficie, habiendo sido meteorizados de las rocas de la formación Chinle del Triásico (Figura 22. 32).

Entre los animales, los reptiles se adaptaron fácilmente al ambiente Mesozoico más seco, relegando así a los anfibios a las tierras húmedas donde la mayoría de ellos permanecen hoy. Los reptiles fueron los primeros verdaderos animales terrestres con pulmones mejorados para estilos de vida activos y pieles «impermeables» que ayudaban a evitar la pérdida de los líquidos corporales. Aún más importante, los reptiles desarrollaron huevos cubiertos por capas que ponían sobre la tierra. La eliminación de una etapa acuática (como la etapa de renacuajo de las ranas) fue un avance evolutivo importante.

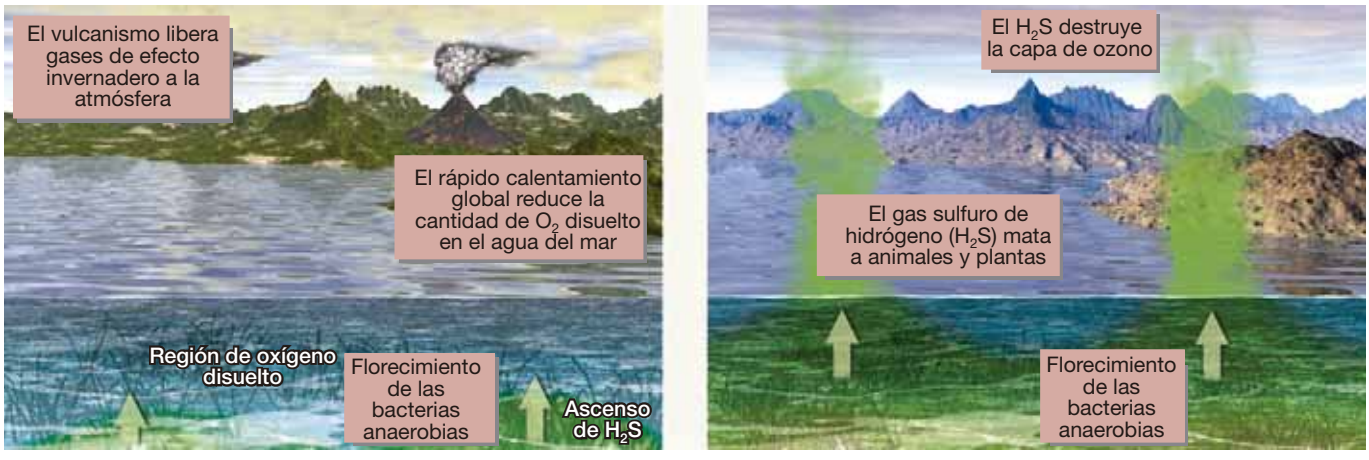


FIGURA 22.31. Modelo para explicar la «gran extinción del Pérmico». La extensa actividad volcánica liberó gases de efecto invernadero que provocaron un calentamiento global extremo. Esta situación redujo la cantidad de oxígeno disuelto en el agua del mar, lo que a su vez favoreció las bacterias anaerobias «que odian el oxígeno», que generaron sulfuro de hidrógeno tóxico como gas de desecho. Por fin, la concentración de sulfuro de hidrógeno alcanzó un umbral crítico y explotaron grandes burbujas de este tóxico en la atmósfera, haciendo estragos en los organismos terrestres, aunque la más perjudicada fue la vida marina que respiraba oxígeno.

FIGURA 22.32. Tronco petrificado del Triásico en el parque nacional Petrified Forest de Arizona (Foto de Michael Collier).

Es interesante el hecho de que el líquido acuoso que hay en el interior del huevo reptiliano se parece mucho al agua del mar en cuanto a composición química. Dado que el embrión del reptil se desarrolla en este ambiente acuoso, se ha caracterizado el huevo con cáscara como un «acuario privado» en el cual los embriones de estos vertebrados terrestres pasan su etapa de vida acuática. Con este «huevo robusto», se rompieron los vínculos que quedaban con los océanos, y los reptiles se mudaron a tierra.

Los primeros reptiles eran pequeños, pero rápidamente evolucionaron a formas más grandes, en particular los dinosaurios. Uno de los más grandes fue el *Apatosaurus*, que pesaba más de 30 toneladas y medía más de 25 m de la cabeza a la cola. Algunos de los dinosaurios más grandes eran carnívoros (*Tyrannosaurus*) mientras que otros eran herbívoros (como el voluminoso *Apatosaurus*).

Los reptiles hicieron quizá las radiaciones adaptativas más espectaculares en toda la historia de nuestro planeta. Un grupo, los Pterosauros, se volvieron voladores. Estos «dragones del cielo» poseían enormes alas membranosas que les permitían un vuelo rudimentario. Sigue sin saberse cómo podían levantar el vuelo los Pterosauros más grandes (algunos con alas

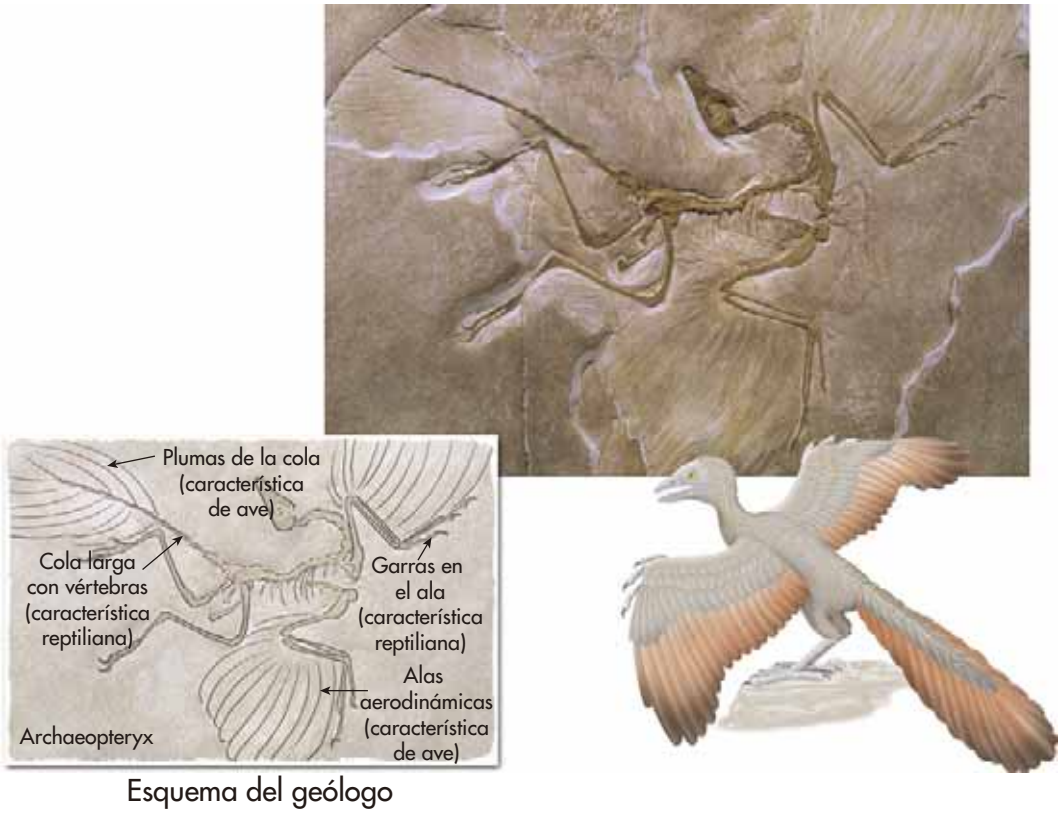


FIGURA 22.33. Los paleontólogos creen que reptiles voladores similares al *Archaeopteryx* fueron los ancestros de las aves modernas. La evidencia fósil indica que *Archaeopteryx* era capaz de un vuelo potente, pero que conservaba muchas características de los reptiles no voladores. Abajo a la derecha se muestra una reconstrucción de artista de *Archaeopteryx*, quizá las primeras aves (Foto de Michael Collier).

cuya envergadura era de 8 m y que pesaban 91 kg). Otro grupo, ejemplificado por el fósil *Archaeopteryx*, llevaron hasta voladores-aves que tuvieron más éxito (Figura 22.34). Estos reptiles se convirtieron en nadadores excelentes, pero retuvieron sus dientes reptilianos y respiraban por medio de pulmones.

Durante casi 160 millones de años, los dinosaurios fueron los reyes supremos. Sin embargo, hacia el final del Mesozoico, como muchos reptiles, se extinguieron. Grupos selectos de reptiles sobrevivieron hasta los tiempos modernos, entre ellos las tortugas, las serpientes, los cocodrilos y los lagartos. Los enormes dinosaurios terrestres, los plesiosauros marinos y los pterosauros voladores se conocen *solo* a través del registro fósil. ¿Que provocó esta gran extinción? (*Véase* Recuadro 22.2).

LA ERA CENOZOICA: LA EDAD DE LOS MAMÍFEROS

Durante el Cenozoico, los mamíferos sustituyeron a los reptiles como los animales terrestres dominantes. Casi al mismo tiempo, las angiospermas (plantas con flores y semillas recubiertas) sustituyeron a las gimnospermas como las plantas dominantes. El Cenozoico se califica a menudo como la «edad de los mamíferos», pero también puede considerarse la «edad de las plantas con flores» porque, en el mundo vegetal, las angiospermas disfrutan de un estatus similar a los mamíferos en el mundo animal.

El desarrollo de las plantas con flores influyó fuertemente en la evolución de aves y mamíferos que se alimentan de semillas y frutos. Durante la mitad del Cenozoico, se desarrolló rápidamente y se expandió por las llanuras otro tipo de angiospermas, las gramíneas (Figura 22.35). Esto fomentó la aparición de los mamíferos herbívoros (que comen vegetales), lo que a su vez proporcionó la base evolutiva para los grandes mamíferos depredadores.

FIGURA 22.34. Los reptiles marinos como este *chthyosaur* fueron lo más espectacular de los animales marinos (Foto de Chip Clark).

A.

B.

FIGURA 22.35. Las angiospermas, normalmente conocidas como plantas con flor, son plantas con semillas que tienen estructuras reproductoras, denominadas flores, y frutos. A. Las más diversas y generalizadas de las plantas modernas, muchas angiospermas exhiben flores fácilmente reconocibles. B. Algunas angiospermas, entre ellas las gramíneas, tienen flores muy diminutas. La expansión de las praderas durante el Cenozoico ha aumentado en gran medida la diversidad de los mamíferos ramoneadores y de los depredadores que se alimentan de ellos.

Durante el Cenozoico, el océano estaba repleto de los peces actuales, como el bonito, el pez espada y la barracuda. Además, volvieron al mar algunos mamíferos, como las focas, las ballenas y las morsas.

De los reptiles a los mamíferos

Los primeros mamíferos coexistieron con los dinosaurios durante casi 100 millones de años, pero eran

ENTENDER LA TIERRA

La desaparición de los dinosaurios

RECUADRO 22.2

Los límites entre divisiones en la escala de tiempo geológico representan épocas de cambio biológico o geológico, o ambos, significativo. De especial interés es el límite entre el Mesozoico («vida media») y el Cenozoico («vida reciente»), hace unos 65,5 millones de años. Durante esta transición alrededor de las tres cuartas partes de todas las especies vegetales y animales murieron en una *extinción en masa*. Este límite marca el final de la era en la cual los dinosaurios y otros reptiles dominaban el paisaje y el comienzo de la era en la que los mamíferos asumieron ese papel (Figura 22.B). Dado que el último periodo del Mesozoico es el Cretácico (abreviado K para evitar confusión con otros periodos «C») y que el primer periodo del Cenozoico es el Terciario (abreviado T), la época de esta extinción en masa se denomina el *límite cretácico -terciario o T* .

La extinción de los dinosaurios se atribuye en general a su incapacidad colectiva para adaptarse a cambios radicales en las condiciones ambientales. ¿Qué acontecimiento podría haber desencadenado la rápida extinción de uno de los grupos de animales terrestres más exitosos?

La hipótesis más fuertemente sostenida propone que hace unos 65 millones de años, nuestro planeta fue golpeado por un gran meteorito carbonáceo, una reliquia de la formación del Sistema Solar. La masa errante de roca tenía un diámetro aproximado de 10 km y viajaba a unos 90.000 km por hora en el momento del impacto. Colisionó con la porción meridional de Norteamérica en un mar tropical somero, la península de Yucatán de lo que ahora es México (Figura 22.C). La energía liberada por el impacto se estima que fue equivalente a 100 millones de megatones (*mega* = millón) de explosivos.

Después del impacto, el polvo suspendido redujo en gran medida la luz solar que alcanzaba la superficie terrestre, lo que provocó un enfriamiento global («invierno de impacto») e inhibió la fotosíntesis, alterando la producción de alimentos. Mucho después de que se sedimentara el polvo, permaneció la adición de dióxido de carbono, vapor de agua y óxidos de azufre a la atmósfera como consecuencia de la detonación. Los aerosoles de sulfato, debido a su gran reflectividad

A.

B.

FIGURA 22.B. Los dinosaurios dominaron el paisaje del Mesozoico hasta su extinción al finalizar el periodo Cretácico. A. Dinosaurios como Allosaurus fueron depredadores feroces (Imagen de Joe Tucciarone/Phto Researchers, Inc.). B. Estas huellas de dinosaurios cerca de Cameron, Arizona, se dejaron originalmente en barro que acabó convirtiéndose en roca sedimentaria (Foto de Tom Bean/Corbis).

En la actualidad se prefiere el término *Paleógeno* para el primer periodo del Cenozoico (*véase* Figura 22.4). Sin embargo, cuando se hizo este descubrimiento, se usaba todavía en general *Terciario.*

FIGURA 22.C. Cráter de Chicxulub, un gigantesco cráter de impacto que se produjo hace 65 millones de años y se ha venido rellenando de sedimentos desde entonces. Con un diámetro de unos 180 km, algunos investigadores consideran el cráter Chicxulub como la zona del impacto que provocó la desaparición de los dinosaurios.

perpetuaron las temperaturas superficiales más frías durante algunos años más. Por fin, los aerosoles de sulfato se disiparon de la atmósfera en forma de precipitación ácida. Con los aerosoles eliminados, pero con dióxido de carbono todavía presente en grandes cantidades, un efecto invernadero intensificado habría llevado a una elevación prolongada de las temperaturas globales promedio. El resultado probable fue que algo de la vida vegetal y animal que sobrevivió al impacto inicial acabó cayendo víctima de las tensiones asociadas con el enfriamiento global, seguido de la precipitación ácida y el calentamiento global.

La extinción de los dinosaurios abrió hábitat para los pequeños mamíferos que sobrevivieron. Estos nuevos hábitats, junto con las fuerzas evolutivas, llevaron al desarrollo de los grandes mamíferos que ocupan nuestro mundo moderno.

¿Qué evidencias apuntan a una colisión tan catastrófica hace 65 millones de años? En primer lugar, se ha descubierto una fina capa de sedimento de casi un centímetro de espesor en el límite KT en todo el mundo. El sedimento contiene un nivel elevado del elemento *iridio*, poco frecuente en la corteza terrestre pero encontrado en elevadas proporciones en los meteoritos rocosos. ¿Podría esta capa corresponder a los restos dispersos del meteorito responsable de los cambios ambientales que indujeron la desaparición de muchos grupos de reptiles?

Pese a las pruebas sustanciales y a un significativo respaldo científico, algunos investigadores discrepan de la hipótesis del impacto. Sugieren en cambio que enormes erupciones volcánicas pueden haber provocado una ruptura de la cadena alimentaria. Para respaldar esta hipótesis, citan enormes efusiones de lavas en la llanura Deccan del norte de la India hace 65 millones de años.

Con independencia de lo que causara la extinción KT, sus resultados proporcionan lecciones valiosas para entender el papel que acontecimientos catastróficos desempeñan en la conformación del paisaje físico y las formas de vida de nuestro planeta.

pequeñas criaturas semejantes a roedores que recogían el alimento por las noches cuando los dinosaurios eran menos activos. Después, hace unos 65 millones de años, intervino el destino cuando un gran asteroide colisionó con la Tierra y asestó un mazazo al reino de los dinosaurios. Esta transición, durante la cual un grupo dominante fue sustituido por otro, es claramente visible en el registro fósil.

Los mamíferos son distintos de los reptiles en el sentido de que paren crías vivas que maman leche y tienen la sangre caliente. Esta última adaptación permitió a los mamíferos llevar vidas más activas y ocupar hábitats más diversos que los reptiles porque podían sobrevivir en regiones frías. (Los reptiles más modernos están inactivos durante el tiempo frío.) Otras adaptaciones de los mamíferos fueron la aparición de pelo corporal aislante y órganos más eficientes como los corazones y los pulmones.

Con la desaparición de los grandes reptiles del Mesozoico, los mamíferos del Cenozoico se diversificaron rápidamente. Las muchas formas que existen en la actualidad evolucionaron a partir de pequeños mamíferos primitivos que se caracterizaban por patas cortas; pies planos con cinco dedos y cerebros pequeños. Su desarrollo y especialización tomó cuatro direcciones: (1) aumento de tamaño, (2) aumento de capacidad cerebral, (3) especialización de los dientes para acomodarse mejor a su dieta y (4) especialización de los miembros para estar mejor equipados para un estilo de vida o entorno particulares.

Mamíferos marsupiales y placentarios

Dos grupos de mamíferos, los marsupiales y los placentarios, que evolucionaron y se diversificaron durante el Cenozoico. Los grupos difieren principalmente en sus modos de reproducción. Los jóvenes marsupiales nacen vivos en una etapa de desarrollo muy primitiva. Al nacimiento, el diminuto e inmaduro joven entra en la bolsa de la madre para mamar y completar su desarrollo. En la actualidad, los marsupiales se encuentran principalmente en Australia, donde experimentaron una expansión evolutiva separada en gran medida de los mamíferos placentarios. Los marsupiales modernos son los canguros, las zarigüeyas y los koalas (Figura 22.36).

Los mamíferos placentarios, por el contrario, se desarrollan dentro del cuerpo materno durante un periodo mucho más prolongado, de modo que el nacimiento se produce cuando el joven está comparativamente maduro. La mayoría de los mamíferos modernos, entre ellos los seres humanos, son placentarios.

En Sudamérica, marsupiales y placentarios primitivos coexistieron en aislamiento durante unos 40 millones de años después de la ruptura de Pangea. La evolución y especialización de ambos grupos continuó sin alterar hasta hace unos 3 millones de años cuando el ismo de Panamá conectó los dos continentes americanos. Este acontecimiento permitió el intercambio de fauna entre los dos continentes: monos, armadillos, perezosos y zarigüeyas llegaron a Norteamérica,

FIGURA 22.36. Después de la ruptura de Pangea, los marsupiales australianos evolucionaron de manera diferente que sus parientes americanos (Foto de Martin Harvey/Peter Arnold Inc.).

mientras que varios tipos de caballos, osos, rinocerontes, camellos y lobos migraron hacia el sur. Muchos animales que habían sido exclusivos de Sudamérica desaparecieron por completo después de este acontecimiento, entre ellos los mamíferos ungulados, los roedores del tamaño de un rinoceronte y una serie de marsupiales carnívoros. Como este periodo de extinción coincidió con la formación del ismo de Panamá, se pensó que el avance de los carnívoros desde Norteamérica fue el responsable. Sin embargo, la investigación reciente sugiere que pueden haber desempeñado un papel significativo otros factores, entre ellos los cambios climáticos.

Grandes mamíferos y extinción

Durante la rápida diversificación de los mamíferos de la era Cenozoica, algunos grupos se hicieron muy grandes. Por ejemplo, en el Oligoceno, unos rinocerontes sin cuernos evolucionaron hasta una altura de casi 5 m. Es el mamífero terrestre más grande que se sepa que ha existido. Conforme pasaba el tiempo, muchos otros mamíferos evolucionaron a tamaños más grandes, más, de hecho de lo que existe ahora. Muchas de esas grandes formas eran comunes hace tan *solo* unos 11.000 años. Sin embargo, una ola de extinciones del Pleistoceno tardío eliminó rápidamente esos mamíferos del paisaje.

Norteamérica experimentó la extinción de los mastodontes y los mamuts, ambos parientes gigantescos del elefante moderno (*véase* Figura 9.12B, pág. 303). Además, desaparecieron los tigres de dientes de sable, los castores gigantes, los perezosos terrestres gigantes, caballos, el visón gigante y otros (Figura 22.37). En

FIGURA 22.37. Los mamuts, relacionados con los elefantes modernos, se contaban entre los grandes mamíferos que se extinguieron al finalizar la Edad de Hielo (Imagen por cortesía de Jonathan Blair/Woodfom Camp).

Europa, las extinciones del Pleistoceno tardío incluyeron los rinocerontes lanudos, los grandes osos cavernarios y el alce irlandés. Los científicos siguen perplejos sobre las razones de esta reciente ola de extinciones que tuvo por objeto los animales grandes. Habiendo sobrevivido a diversos avances glaciares importantes y periodos interglaciales, es difícil adscribir las extinciones de estos animales a un cambio climático. Algunos científicos proponen la hipótesis de que los primeros humanos precipitaron el declive de estos mamíferos mediante la caza selectiva de las formas grandes (Figura 22.38).

FIGURA 22.38. Pinturas rupestres de los animales que los primeros humanos se encontraron hace unos 17.000 años (Foto por cortesía de Sisse Brimberg/National Geographic Society).

CAPÍTULO 22 La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico

RESUMEN

- La historia de la Tierra empezó hace 13.700 millones de años cuando se crearon los primeros elementos durante el *Big Bang*. Fue a partir de este material, más otros elementos expulsados al espacio interestelar por estrellas ahora muertas, que se formó la Tierra, junto con el resto del Sistema Solar. A medida que el material se reunía, impactos a grandes velocidades de cúmulos de materia denominados *planetesimales* y la desintegración de los elementos radiactivos hicieron que la temperatura de nuestro planeta aumentara de manera uniforme. El hierro y el níquel se fundieron y se hundieron para formar un núcleo metálico, donde el material rocoso ascendió para formar el manto y la corteza inicial de la Tierra.
- La atmósfera primitiva de la Tierra, que consistía fundamentalmente en vapor de agua y dióxido de carbono, se formó por un proceso denominado *desgasificación*, que recuerda a las erupciones de vapor de los volcanes modernos. Hace unos 3.500 millones de años, las bacterias fotosintetizadoras empezaron a liberar oxígeno primero a los océanos y luego a la atmósfera. Esto inició la evolución de nuestra atmósfera moderna. Los océanos se formaron pronto en la historia terrestre a medida que el vapor de agua se condensaba para formar nubes, y las lluvias torrenciales rellenaban las zonas bajas. La salinidad del agua del mar procedió de la desgasificación volcánica y de los elementos meteorizados y erosionados de la corteza primitiva de la Tierra.
- El *Precámbrico*, que se divide en los eones Arcaico y Proterozoico, duró casi en el 90 por ciento de la historia de la Tierra, empezando con la formación de nuestro planeta hace unos 4.600 millones de años y finalizando hace aproximadamente 542 millones de años. Durante este tiempo, gran parte de la corteza continental estable terrestre se creó a través de un proceso de etapas múltiples. Primero, la fusión parcial del manto generó el magma que ascendió para formar arcos de islas volcánicas y llanuras oceánicas. Estos finos fragmentos de corteza colisionaron y se reunieron para formar provincias de corteza más grandes, que a su vez se reunieron en bloques más grandes denominados *cratones*. Los cratones, que constituyen el núcleo de los continentes modernos, se crearon fundamentalmente durante el Precámbrico.
- Los supercontinentes son grandes masas de tierra que consisten en todos o casi todos los continentes existentes. *Pangea* fue el supercontinente más reciente, pero le precedieron otros continentes masivos, entre ellos uno incluso más grande, denominado *Rodinia*. La escisión y reunión de nuevo de los supercontinentes ha generado la mayor parte de las cordilleras montañosas principales de la Tierra. Además, los movimientos de estos bloques de corteza, han afectado de manera profunda al clima terrestre y causaron la elevación y el descenso del nivel del mar.
- El lapso temporal siguiente a la finalización del Precámbrico, denominado eón Fanerozoico abarca 542 millones de años y se divide en tres eras: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. La edad paleozoica estuvo dominada por colisiones continentales a medida que se reunía el supercontinente de Pangea, formando las montañas Caledonianas, Apalaches y Urales. A principios del Mesozoico, gran parte de la tierra estaba por encima del nivel del mar. Sin embargo, a mediados del Mesozoico, los mares invadieron el oeste de Norteamérica. Cuando Pangea empezó a romperse, la placa norteamericana que se desplazaba hacia el noroeste empezó a pasar por encima de la placa pacífica, causando la deformación de la corteza a lo largo de todo el margen occidental de Norteamérica. Debido a sus diferentes relaciones con los límites de placa, los márgenes oriental y occidental del continente experimentaron acontecimientos contrastantes. El margen oriental estable fue una zona de abundante sedimentación a medida que el ajuste isostático elevaba los modernos Apalaches, haciendo que los ríos erosionaran con renovado vigor y depositaran su sedimento a lo largo del margen continental. En el oeste, la orogenia Laramide (responsable de la formación de las Montañas Rocosas) estaba llegando a su fin, se estaba formando la Basin and Range Province y la actividad volcánica era extensa.
- Los primeros organismos conocidos fueron las bacterias unicelulares, *procariotas*, que carecen de núcleo. Un grupo de esos organismos, denominados cianobacterias, utilizaban la energía solar para sintetizar compuestos orgánicos (azúcares). Por primera vez, los organismos tenían la capacidad de producir su propio alimento. La evidencia fósil para la existencia de esas bacterias abarca montículos en capas de carbonato cálcico denominados *estromatolitos*.
- El principio del Paleozoico está marcado por la *aparición de las primeras formas de vida con partes duras*, como

los caparazones. Por consiguiente, aparecen abundantes fósiles y puede construirse un registro mucho más detallado de los acontecimientos del Paleozoico. La vida a principios del Paleozoico estaba restringida a los mares y consistía en diversos grupos de invertebrados, entre ellos los trilobites, los cefalópodos, las esponjas y los corales. Durante el Paleozoico, los organismos se diversificaron notablemente. Los insectos y las plantas se desplazaron a tierra firme y los peces de aletas lobuladas que se adaptaron a la tierra se convirtieron en los primeros anfibios. En el *periodo* Pensilvanense, se extendían a través de Norteamérica, Europa y Siberia grandes pantanos tropicales, que se convirtieron en los principales depósitos de carbón de la actualidad. Al final del Paleozoico, una extinción en masa destruyó el 70 por ciento de todas las especies de vertebrados terrestres y el 90 por ciento de todos los organismos marinos.

- La era del Mesozoico, literalmente la era de la vida media, suele denominarse la «*edad de los reptiles.*» Los organismos que sobrevivieron a la extinción del final del Paleozoico empezaron a diversificarse de maneras espectaculares. Las *gimnospermas* (cicadáceas, coníferas y ginkgoes) se convirtieron en los árboles dominantes del Mesozoico porque pudieron adaptarse a climas más secos. Los reptiles se convirtieron en los animales terrestres dominantes. Lo más impresionante de los reptiles del mesozoico fueron los *dinosaurios*. Al final del Mesozoico, se extinguieron muchos reptiles grandes, entre ellos los dinosaurios.
- El Cenozoico suele denominarse la «*edad de los mamíferos*» porque estos animales sustituyeron a los reptiles como formas de vida vertebrada terrestres dominantes. Dos grupos de mamíferos, los marsupiales y los placentarios, evolucionaron y se expandieron durante esta era. Una tendencia era que algunos grupos de mamíferos alcanzaron grandes tamaños. Sin embargo, una ola de extinciones del Pleistoceno tardío eliminó rápidamente estos animales del paisaje. Algunos científicos sugieren que los primeros seres humanos aceleraron su declive mediante la caza selectiva de los animales más grandes. El Cenozoico podría denominarse también la «*edad de las plantas con flor.*» En tanto que fuentes de alimento, las plantas con flor (angiospermas) influyeron fuertemente en la evolución de las aves y de los mamíferos herbívoros (que comen vegetales) durante toda la era cenozoica.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ciclo supercontinental, 720
cratones, 718
desgasificación, 714
estromatolitos, 729
eucariotas, 729
formaciones de hierro bandeado, 715
nebulosa solar, 712
planetesimales, 712
procariotas, 727
protoplanetas, 712
supercontinente, 719
supernova, 712

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Por qué el núcleo metálico fundido de la Tierra es importante para los seres humanos que vivimos en la actualidad?
2. ¿Qué dos elementos constituían la mayor parte del universo más primitivo?
3. ¿Cómo se llama el acontecimiento catastrófico en el cual una estrella que explota produce todos los elementos más pesados que el hierro?
4. Describa brevemente la formación de los planetas a partir de la nebulosa solar.
5. ¿Qué se entiende por desgasificación y qué fenómeno moderno realiza este papel en la actualidad?
6. La desgasificación produjo la atmósfera terrestre primitiva, que era rica ¿en qué dos gases?
7. ¿Por qué es importante para la mayoría de los organismos modernos la evolución de un tipo de bacterias que empleaba la fotosíntesis para producir alimento?
8. ¿Cuál fue la fuente de agua para los primeros océanos?
9. ¿Cómo elimina el océano el dióxido de carbono de la atmósfera? ¿Qué papel desempeñan los organismos marinos diminutos, como los foraminíferos?
10. Explique por qué la historia del Precámbrico es la más difícil de descifrar en la historia geológica más reciente.
11. Describa brevemente cómo se formaron los cratones.
12. ¿Qué es el ciclo supercontinental?

13. ¿Cómo puede desencadenar cambios climáticos el movimiento de los continentes?
14. Empareje las siguientes palabras y frases con el lapso temporal más apropiado, de los siguientes: *Precámbrico*, *Paleozoico*, *Mesozoico*, *Cenozoico*.

    a) Se formó Pangea.
    b) Primeros restos fósiles.
    c) La era que abarca la menor cantidad de tiempo.
    d) Se formaron los principales cratones terrestres.
    e) «Edad de los dinosaurios.»
    f) Formación de las montañas rocosas.
    g) Formación de los Apalaches.
    h) Los pantanos carboníferos se extendieron por Norteamérica, Europa y Siberia.
    i) Se formaron los depósitos de petróleo de la costa del Golfo.
    j) Formación de la mayor parte de los depósitos principales de mena de hierro del mundo.
    k) Masivas dunas de arena cubrían una gran proporción de la región de la llanura del Colorado.
    l) Durante este periodo se produjo la «edad de los peces».
    m) Pangea empezó a romperse y a dispersarse.
    n) «Edad de los mamíferos».
    o) Aparecieron por primera vez en abundancia animales con partes duras.
    p) Las gimnospermas eran los árboles dominantes.
    q) Los estromatolitos eran abundantes.
    r) Se formaron montañas en bloque de falla en la región Basin and Range.

15. Compare los márgenes oriental y occidental de Norteamérica durante la era Cenozoica en cuanto a su relación con los límites de placa.
16. ¿Qué tuvieron que superar las plantas para trasladarse a tierra firme?
17. ¿Qué grupo de animales se piensa que dejó el océano para convertirse en los primeros anfibios?
18. ¿Por qué los anfibios no se consideran «verdaderos» animales terrestres?
19. ¿Qué avance principal permitió a los reptiles ir tierra adentro?
20. ¿Qué acontecimiento se piensa que dio por finalizado el reino de los dinosaurios?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 23

Energía y recursos minerales

Los materiales que extraemos de la Tierra son la base de la civilización moderna (Figura 23.1). Los recursos minerales y energéticos de la corteza son la materia prima a partir de la cual se fabrican los productos utilizados por la sociedad. Como la mayoría de las personas que vive en naciones muy industrializadas, quizá no se dé cuenta de la cantidad de recursos que son necesarios para mantener su actual estilo de vida. En la Figura 23.2 se muestra el consumo anual *per capita* de varios recursos minerales metálicos y no metálicos en Estados Unidos. Se trata de la porción prorrateada para cada persona de los materiales que la industria necesita para proporcionar el enorme conjunto de casas, coches, electrodomésticos, cosméticos, envases, y así sucesivamente, que demanda la sociedad moderna. Las cifras son comparables a las de otros países muy industrializados, como Canadá, Australia y varias naciones de la Europa occidental.

El número de recursos minerales diferentes que necesitan las industrias modernas es grande. Aunque algunos países, entre ellos Estados Unidos, tienen depósitos sustanciales de muchos minerales importantes, ninguna nación es del todo autosuficiente. Esto refleja el hecho de que los yacimientos importantes están limitados en número y sean de aparición localizada. Todos los países deben depender del comercio internacional para satisfacer al menos alguna de sus necesidades.

RECURSOS RENOVABLES Y NO RENOVABLES

Los recursos suelen dividirse en dos amplias categorías: renovables y no renovables. Los **recursos renovables** pueden volver a recuperarse en tiempos relativamente cortos, de meses, años o decenios. Ejemplos comunes son las plantas y los animales que proporcionan alimento, las fibras naturales que sirven para la fabricación de ropas o los árboles para madera y papel. La energía procedente de las aguas de escorrentía, el viento y el sol se consideran también renovables.

Por el contrario, los **recursos no renovables** siguen formándose en la Tierra, pero los procesos que los crean son tan lentos que se tarda millones de años en acumular depósitos significativos. En lo que se refiere a las necesidades del ser humano, la Tierra contiene cantidades fijas de esas sustancias. Cuando se hayan extraído mediante bombeo o explotación minera los suministros actuales de la Tierra, no habrá más. Son ejemplos de estos últimos los combustibles (carbón, petróleo, gas natural) y muchos metales importantes (hierro, cobre, uranio, oro). Algunos de estos recursos no renovables, como el aluminio, pueden utilizarse una y otra vez; otros, como el petróleo, no pueden reciclarse.

A veces, algunos recursos pueden pertenecer a cualquiera de las dos categorías, según cómo se utilicen. El agua subterránea es un ejemplo de ello. En los lugares donde se bombee del suelo a una velocidad que permita su recuperación, el agua subterránea puede clasificarse como recurso renovable. Sin embargo, en los lugares en los que el agua subterránea se extrae más deprisa de lo que se recarga, el nivel freático desciende de manera uniforme. En este caso se está «explotando» el agua subterránea exactamente igual que otros recursos no renovables[1].

En la Figura 23.3 se pone de manifiesto el rápido crecimiento de la población de nuestro planeta. Aunque el número de habitantes no alcanzó 1.000 millones hasta el comienzo del siglo XIX, solo 130 años después la población se duplicó hasta 2.000 millones. Entre 1930 y 1975 la cifra se volvió a duplicar, a 4.000 millones, y en 2013 más de 7.000 millones de personas habitan la Tierra. Evidentemente, a medida que la población crece, la demanda de recursos también se amplía. Sin embargo, la velocidad de utilización de los recursos minerales y energéticos ha crecido más deprisa que la población. Esto es consecuencia de un nivel de vida cada vez mayor. En

[1] El problema del descenso de los niveles freáticos se comenta en el Capítulo 17.

FIGURA 23.1. Como nos recuerda esta escena en Houston, Texas, los recursos minerales y energéticos son el fundamento de la civilización moderna (Foto de H. R. Bramaz/Peter Arnold, Inc.).

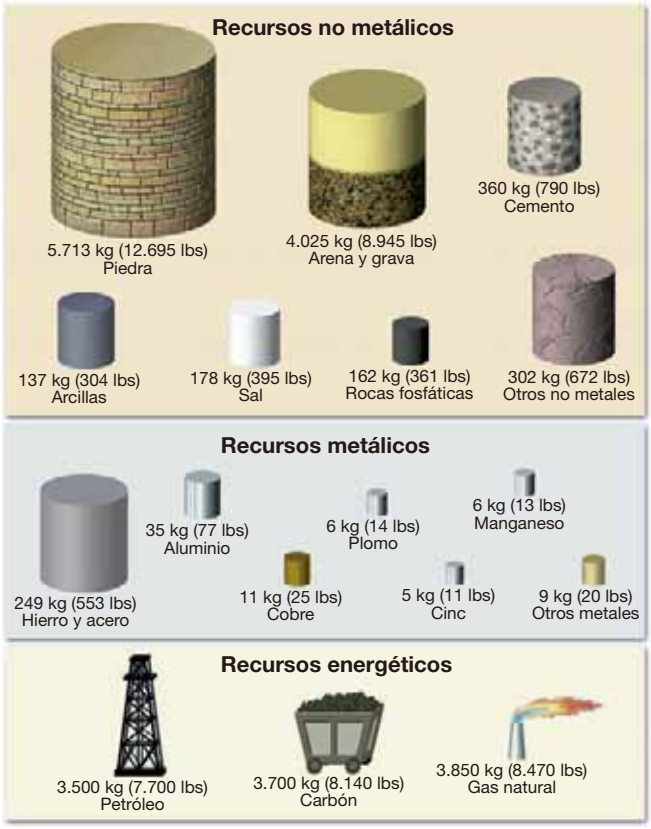


FIGURA 23.2. El consumo anual *per capita* de recursos minerales metálicos y no metálicos para Estados Unidos es de casi 11.000 kilogramos (¡12 toneladas!). Alrededor del 97 por ciento de los materiales utilizados son no metálicos. El uso *per cápita* de petróleo, carbón y gas natural supera los 11.000 kilogramos (Tomado de la U. S. Geological Survey).

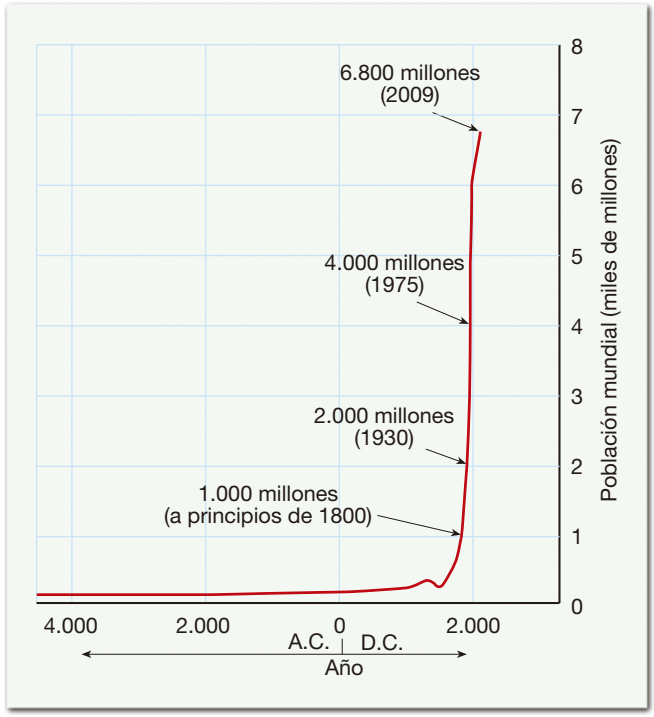


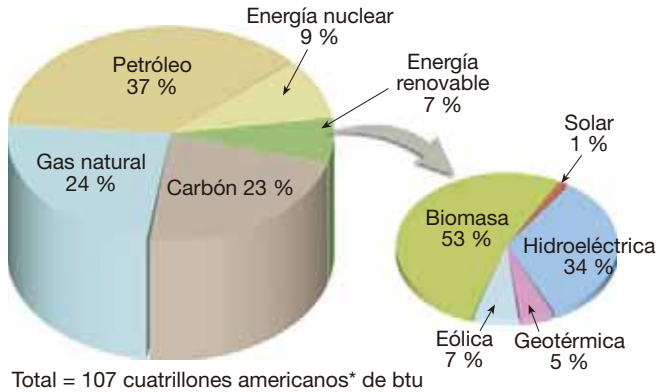
FIGURA 23.3. Crecimiento de la población mundial. Hasta el año 1800 no se alcanzó la cifra de 1.000 millones. En 2013, más de 7.000 millones de personas habitan el planeta. La demanda de recursos básicos está creciendo más deprisa que la población. (Datos del Population Reference Bureau).

Estados Unidos, que solo representa el 6 por ciento de la población mundial, se utiliza aproximadamente el 30 por ciento de la producción anual mundial de recursos minerales y energéticos.

¿Por cuánto tiempo los recursos que nos quedan nos permitirán mantener el nivel de vida cada vez mayor que caracteriza a los países industrializados actuales y seguirá abasteciendo las crecientes necesidades de las regiones en vías de desarrollo? ¿Cuánto deterioro ambiental estamos dispuestos a aceptar para conseguir recursos? ¿Pueden encontrarse alternativas? Si hemos de afrontar una demanda *per capita* creciente y una población mundial en crecimiento, debemos comprender cuáles son nuestros recursos y sus límites.

RECURSOS ENERGÉTICOS

El carbón, el petróleo y el gas natural son los principales combustibles de nuestra moderna economía industrial (Figura 23.4). Aproximadamente el 84 por ciento de la energía consumida en Estados Unidos en la actualidad procede de esos combustibles fósiles básicos. Aunque quizá no haya gran escasez durante muchos años, las reservas que conocemos están disminuyendo. Pese a las nuevas exploraciones, incluso en regiones muy remotas y ambientes muy severos, las nuevas fuentes de petróleo no mantienen el ritmo del consumo.



Total = 107 cuatrillones americanos* de btu

* 1 cuatrillón americano = 1.000 billones EU = 10^{15}

FIGURA 23.4. Consumo de energía de Estados Unidos, 2008. El total se aproximaba a los 97 cuatrillones americanos de btu. (*uente* Departamento de Energía de Estados Unidos, Administración de Información sobre Energía).

A menos que se descubran nuevas y grandes reservas de petróleo (lo que es posible, pero no probable), una proporción mayor de nuestras necesidades futuras habrá de proceder del carbón y de fuentes de energía alternativa, como la energía nuclear, geotérmica, solar, eólica, mareal e hidroeléctrica (*véase* Recuadro 23.1). A veces se mencionan dos combustibles alternativos, las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas, como nuevas fuentes prometedoras de combustibles líquidos. En las siguientes secciones, examinaremos brevemente los combustibles que han abastecido tradicionalmente nuestras necesidades energéticas, así como las fuentes que proporcionarán una proporción creciente de nuestros requisitos futuros.

Carbón

Junto con el petróleo y el gas natural, al carbón suele denominarse **combustible fósil**. Dicha designación es apropiada porque cada vez que quemamos carbón estamos utilizando la energía solar que fue almacenada por las plantas hace muchos millones de años. De hecho, estamos quemando un «fósil».

El carbón ha sido un combustible importante durante siglos. En el siglo XIX y principios del XX, el carbón, barato y abundante, impulsó la revolución industrial. En 1900, el carbón proporcionaba el 90 por ciento de la energía utilizada en Estados Unidos. Aunque todavía importante, en la actualidad el carbón representa alrededor del 23 por ciento de las necesidades energéticas de esta nación (*véase* Figura 23.4).

Hasta la década de los años cincuenta, el carbón constituyó un combustible importante para proporcionar calefacción doméstica, así como una fuente de energía para la industria. Sin embargo, su uso directo en el hogar ha sido en gran medida sustituido por el petróleo, el gas natural y la electricidad. Se prefieren estos combustibles porque es más fácil disponer de ellos (se distribuyen a través de tuberías, tanques o cables) y más limpios de usar.

No obstante, el carbón sigue siendo el principal combustible utilizado en las centrales de energía para generar electricidad, y por tanto, indirectamente, es una fuente importante de energía para nuestros hogares. El carbón proporciona más de la mitad de la electricidad que se consume en Estados Unidos. A medida que las reservas de petróleo vayan disminuyendo en los años venideros, puede aumentar el uso del carbón. Es posible ampliar la producción de carbón, porque el mundo tiene enormes reservas, así como la tecnología necesaria para extraerlo de manera eficaz de las minas. En Estados Unidos, los yacimientos de carbón son abundantes y su suministro duraría centenares de años (Figura 23.5).

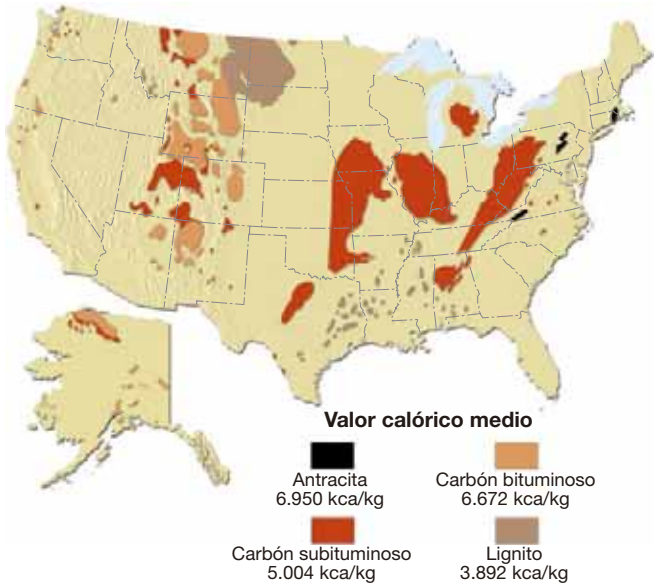


FIGURA 23.5. Yacimientos de carbón de Estados Unidos (Datos del Bureau of Mines, Departamento de Interior de Estados Unidos).

Aunque el carbón es abundante, su recuperación y su uso representan una serie de problemas. La minería de superficie puede convertir el paisaje en un erial lleno de cicatrices si no se lleva a cabo una recuperación cuidadosa (y costosa) para restaurar el terreno. (En la actualidad, todas las canteras de Estados Unidos deben restaurar el terreno.) Aunque las minas subterráneas no crean cicatrices en el paisaje con la misma intensidad, han sido costosas en términos de salud y vidas humanas.

Además, la minería subterránea dejó de ser hace tiempo una operación de pico y pala, y en la actualidad es un proceso muy mecanizado e informatizado (Figura 23.6). Las firmes leyes federales de seguridad han hecho que la minería estadounidense sea bastante segura. Sin embargo, siguen existiendo los riesgos de hundimiento de los techos, y de explosiones de gas, así como los derivados de trabajar con equipo pesado.

La contaminación del aire es un problema importante asociado con la combustión del carbón. Mucho carbón contiene cantidades significativas de azufre. Pese a los esfuerzos por eliminar el azufre antes de quemar el carbón, siempre queda algo; cuando el carbón se quema, el azufre se transforma en nocivos gases de óxido de azufre. A través de una serie de reacciones químicas complejas que ocurren en la atmósfera, los óxidos de azufre se convierten en ácido sulfúrico, que luego cae a la superficie terrestre en forma de lluvia o de nieve. Esta lluvia o nevada ácida puede tener efectos ecológicos adversos sobre áreas extensas (*véase* Recuadro 6.2, pág. 210).

Como sucede cuando se queman otros combustibles fósiles, la combustión del carbón produce dióxido

A. **B.**

FIGURA 23.6. A. Las minas subterráneas de carbón modernas están muy mecanizadas y son relativamente seguras (Foto de Melvin Grubb/Grubb Photo Services, Inc.). B. Explotación a cielo abierto de carbón en Black Mesa, Arizona. La minería de superficie es habitual cuando las capas de carbón están cerca de la superficie (Foto de Richard W. Brooks/Photo Researchers, Inc.).

de carbono. Este importante gas de efecto invernadero juega un papel significativo en el calentamiento de nuestra atmósfera. El Capítulo 21: «Cambio climático global» examina este tema en detalle.

PETRÓLEO Y GAS NATURAL

El petróleo y el gas natural se encuentran en entornos similares y normalmente aparecen juntos. Los dos consisten en diversos compuestos de hidrocarburos (compuestos que contienen hidrógeno y carbono mezclados entre sí). También pueden contener pequeñas cantidades de otros elementos, como azufre, nitrógeno y oxígeno. Como el carbón, el petróleo y el gas natural son productos biológicos derivados de los restos de organismos. Sin embargo, los entornos en los que se formaron, así como los organismos de los que derivan, son muy diferentes. El carbón se forma fundamentalmente a partir de materia vegetal que se acumuló en un entorno pantanoso por encima del nivel del mar. El petróleo y el gas proceden de los restos de plantas y animales de origen marino.

Formación del petróleo

La formación del petróleo es compleja y no totalmente comprendida. No obstante, sabemos que empieza con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos vegetales y animales. Estas acumulaciones deben aparecer allí donde la actividad biológica es elevada, como en las áreas próximas a la costa. Sin embargo, la mayoría de los entornos marinos son ricos en oxígeno, lo que lleva a la descomposición de los restos orgánicos antes de que puedan ser enterrados por otros sedimentos. Por consiguiente, las acumulaciones de petróleo y de gas no están tan generalizadas como los entornos marinos que sustentan la abundante actividad biológica. A pesar de este factor limitante, grandes cantidades de materia orgánica se entierran y protegen de la oxidación en muchas cuencas sedimentarias cerca de la costa. Al aumentar el enterramiento a lo largo de millones de años, las reacciones químicas transforman gradualmente parte de la materia orgánica original en los hidrocarburos líquidos y gaseosos que denominamos petróleo y gas natural.

A diferencia de la materia orgánica a partir de la cual se formaron, el petróleo y el gas natural recién creados son móviles. Esos fluidos son gradualmente exprimidos de las capas compactadas, ricas en fango, donde se originan, hacia lechos permeables adyacentes, como la arenisca, donde los poros entre los granos de sedimento son mayores. Dado que esto ocurre bajo el agua, las capas de roca que contienen el petróleo y el gas se saturan de agua. Pero el petróleo y el gas son menos densos que el agua, de manera que migran hacia arriba a través de los espacios porosos llenos de agua de las rocas que los encierran. A menos que algo obstaculice esta migración ascendente, los fluidos acabarán alcanzando la superficie, momento en el cual los componentes volátiles se evaporarán.

Trampas petrolíferas

A veces la migración ascendente se ve interrumpida. Un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra se denomina **trampa petrolífera**. Diversas estructuras geológicas pueden actuar como trampas petrolíferas, pero todas tienen en común dos condiciones básicas: una **roca almacén**, permeable y porosa, que suministrará petróleo y gas natural en cantidades suficientes para hacer rentable la perforación; y una **roca de tapa impermeable**, como las lutitas, que son prácticamente impermeables al petróleo y al gas. La roca de tapa interrumpe el sentido ascendente del petróleo y el gas e impide que escapen a la superficie (Figura 23.7).

En la Figura 23.8 se ilustran algunas trampas comunes de petróleo y gas natural. Una de las más sencillas es un *anticlinal*, una serie de estratos sedimentarios arqueados hacia arriba (Figura 23.8A). A media que los estratos se pliegan, el petróleo y el gas ascendentes se acumulan en su charnela. Debido a su menor densidad, el gas natural se acumula por encima del petróleo. Los dos descansan sobre el agua, más densa, que satura la roca almacén. Uno de los mayores campos petrolíferos del mundo, El Nala, en Arabia Saudí, es consecuencia de una trampa anticlinal, al igual que el famoso Teapot Dome en Wyoming.

En los lugares donde los estratos se desplazan de tal manera que consiguen arrastrar una roca almacén buzante hasta colocarla frente a una capa impermeable, como se muestra en la Figura 23.8B, se forman *trampas de falla*. En este caso, la migración ascendente del petróleo y el gas se interrumpirá allí donde se encuentra la falla.

En la región de la llanura costera del golfo de Estados Unidos, se producen acumulaciones importantes de petróleo en asociación con *domos salinos*. Esas áreas tienen potentes acumulaciones de estratos sedimentarios, entre ellos capas de sal gema. La sal que aparece a grandes profundidades se ha visto forzada a ascender en columnas por la presión de los estratos situados por

A veces los alumnos preguntan…

En la Figura 2 . se muestra una biomasa como una forma de energía renovable. ¿Qué es exactamente la biomasa?

El término biomasa se refiere a la materia orgánica que puede quemarse directamente como combustible o transformarse para ser quemada. Biomasa es un término relativamente nuevo para los combustibles humanos más antiguos. Son ejemplos la madera de combustión, el carbón vegetal, los residuos de las cosechas y los restos de animales. Estos combustibles tienen una importancia especial en las economías emergentes. Entre otros combustibles de biomasa actuales están los productos como el etanol (un tipo de alcohol producido del maíz y otros cultivos que se añade a la gasolina) y biodiésel (un combustible equivalente al diésel derivado de recursos renovables naturales como los aceites vegetales).

A.

B.

FIGURA 23.7. El petróleo se acumula en las trampas petrolíferas que están formadas por roca almacén permeable y porosa cubierta por una roca de tapa impermeable. A. Plataforma moderna de producción petrolífera en el interior en el Mar del Norte (Foto de Peter Bowater/ Photo Researchers, Inc.). B. El primer pozo petrolífero satisfactorio fue finalizado por Edwin Drake (derecha) el 27 de agosto de 1859 cerca de Titusville, Pennsylvania. La roca almacén que alberga el petróleo se encontró a una profundidad de 21 m (Foto de CORBIS/Bettman).

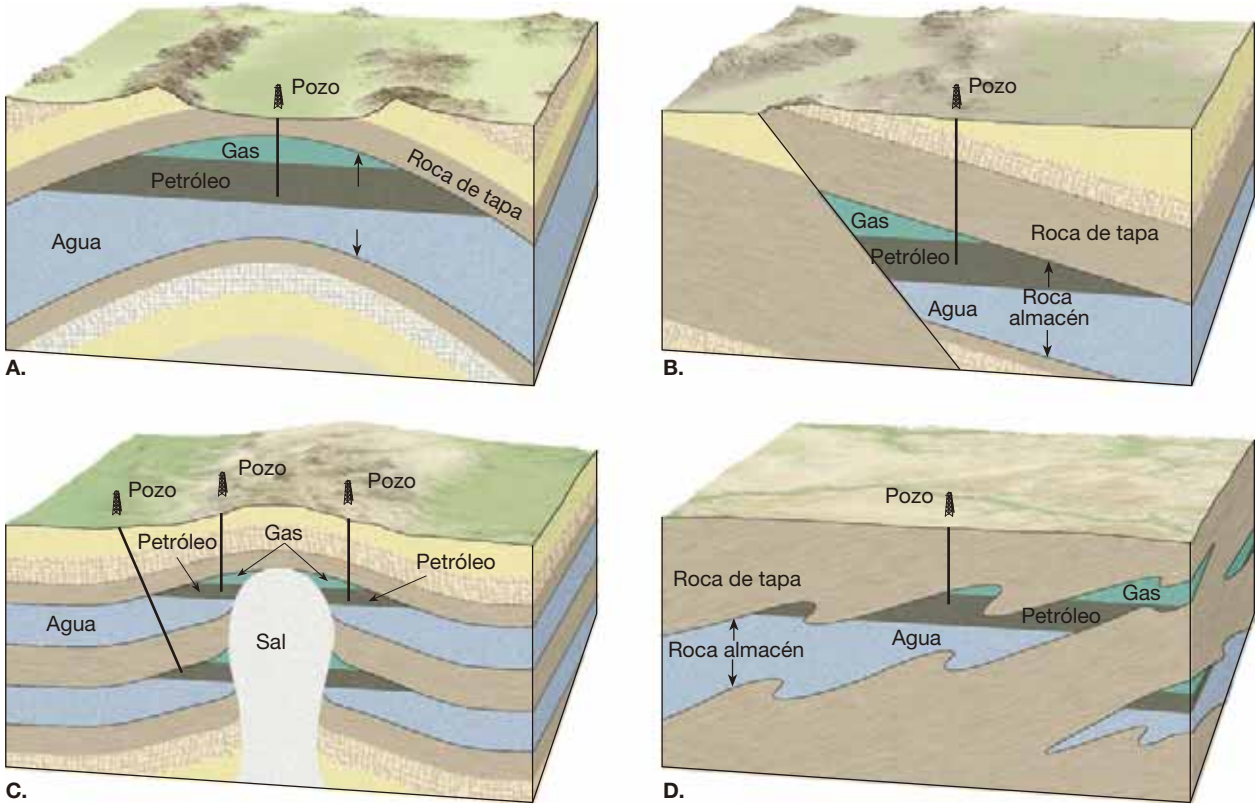


FIGURA 23.8. Trampas petrolíferas comunes. A. Anticlinal. B. Trampa de falla. C. Domo salino. D. Trampa estratigráfica.

encima de ella. Estas columnas ascendentes de sal deforman gradualmente los estratos que tienen por encima. Dado que el petróleo y el gas migran al nivel más elevado posible, se acumulan en los estratos levantados de arenisca, adyacentes a la columna de sal (Figura 23.8C).

Aún hay otra importante situación geológica que puede inducir acumulaciones significativas de petróleo y gas, denominada *trampa estratigráfica.* Estas estructuras que contienen petróleo se forman principalmente como consecuencia del modelo original de sedimentación, más que como consecuencia de deformación estructural. La trampa estratigráfica ilustrada en la Figura 23.8D existe porque un estrato inclinado de arenisca se acuña lateralmente hasta desaparecer.

Cuando se perfora la cubierta creada por la roca de tapa, el petróleo y el gas natural, que están bajo presión, migran desde los espacios porosos de la roca madre hasta el orificio de perforación. En algunas ocasiones, aunque raras, la presión del fluido es grande y puede obligar al petróleo a ascender por el orificio de perforación hasta la superficie creando un «pozo surgente», o fuente de petróleo en la superficie. Normalmente, sin embargo, se precisa una bomba para sacar el petróleo.

La perforación no es la única manera mediante la cual el petróleo y el gas pueden escapar de una trampa. Las trampas pueden romperse por las fuerzas naturales. Por ejemplo, los movimientos de la Tierra pueden crear fracturas que permitan la salida de los fluidos con hidrocarburos. La erosión en la superficie puede abrir una brecha en la trampa, con resultados similares. Cuanto más antiguos sean los estratos de roca, mayor será la probabilidad de que una tapadera se vea afectada por la deformación o la erosión. De hecho, no en todas las edades las rocas proporcionan petróleo y gas en las mismas proporciones. La mayor producción procede de las rocas más jóvenes, las del Cenozoico. Las rocas del Mesozoico, más antiguas, producen considerablemente menos, seguidas de los estratos aún más antiguos del Paleozoico, que producen cantidades aún menores. No se produce prácticamente petróleo en las rocas más antiguas, las del Precámbrico.

ARENAS ASFÁLTICAS Y LUTITAS BITUMINOSAS: ¿PETRÓLEO PARA EL FUTURO?

En los años venideros, se reducirán los suministros de petróleo en el mundo. Cuando esto suceda, puede que haya que sustituir los hidrocarburos de menor grado. ¿Serían unos buenos candidatos los combustibles derivados de las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas?

Arenas asfálticas

Las *arenas asfálticas* suelen ser mezclas de arcilla y arena combinadas con agua y cantidades variables de un alquitrán negro, muy viscoso, conocido como *bitumen.* La utilización del término *arena* puede llevar a confusión, porque no todos los depósitos están asociados con arenas y areniscas. Algunos aparecen en otros materiales, entre ellos las lutitas y las calizas. El petróleo de esos depósitos es muy similar a los densos petróleos crudos bombeados de los pozos. La principal diferencia entre los depósitos de petróleo convencional y los depósitos de arena asfáltica reside en la viscosidad (resistencia al flujo) del petróleo que contienen. En las arenas asfálticas, el petróleo es mucho más viscoso y no puede ser simplemente bombeado.

En muchas partes del mundo hay importantes depósitos de arenas asfálticas. Los dos mayores de estos depósitos son el yacimiento Athabasca, en la provincia canadiense de Alberta, y el depósito del río Orinoco, en Venezuela (Figura 23.9)[2].

En la actualidad, las arenas asfálticas se extraen en superficie, de una manera similar a la explotación a cielo abierto del carbón mediante excavadoras. El material excavado se calienta a continuación con vapor a presión y el bitumen se ablanda y asciende. Una vez recogido, el material oleoso es tratado para eliminar las impurezas y luego se añade hidrógeno. Esta última etapa aumenta el grado de calidad hasta un crudo sintético, que luego puede refinarse. La extracción y el refinado de las arenas asfálticas requieren una gran cantidad de energía: ¡casi la mitad de la que se obtiene del producto final! No obstante, las arenas asfálticas de los enormes depósitos de Alberta son la fuente de alrededor del 45 por ciento de la producción petrolífera de Canadá.

La obtención de petróleo a partir de las arenas asfálticas tiene importantes inconvenientes ambientales. Con la minería de enormes cantidades de roca y sedimento se asocia una perturbación importante del terreno. Además, se precisan grandes cantidades de agua para el procesado, y cuando este se ha completado, el agua y los sedimentos contaminados se acumulan en estanques de desecho tóxicos.

Cerca del 80 por ciento de las arenas asfálticas de Alberta se encuentran a demasiada profundidad para la minería de superficie. La obtención de petróleo enterrado a más profundidad requerirá técnicas *in situ*. Mediante la tecnología de perforación, se inyecta vapor al depósito para que las arenas asfálticas se calienten, reduciendo así la viscosidad del bitumen. El bitumen caliente y móvil migra hacia los pozos de producción que lo bombean hacia la superficie, dejando a la arena en su sitio («*in situ*» significa en su sitio en latín). La tecnología *in situ* es costosa y necesita ciertas condiciones como la proximidad de una fuente de agua. La producción mediante las técnicas *in situ* ya compite con la minería a cielo abierto y en el futuro sustituirá a la minería como la principal fuente de producción de bitumen de arenas asfálticas.

FIGURA 23.9. En Norteamérica, los mayores depósitos de arenas asfálticas aparecen en la provincia canadiense de Alberta. Conocidas como las arenas asfálticas Athabasca, esos depósitos cubren un área de más de 42.000 km cuadrados. Los principales depósitos de arenas asfálticas de Alberta contienen más de 1,7 billones de barriles de bitumen. Sin embargo, gran parte del bitumen no puede extraerse a un coste razonable. Con la tecnología actual, se calcula que solo pueden extraerse unos 300.000 millones de barriles.

[2] Se puede encontrar una interesante descripción sobre la industria de arenas asfálticas en Canadá en el artículo «Unconventional Crude», de Elizabeth Kolbert para *The New Yorker,* 12 de noviembre de 2007, pág. 46-51.

ENTENDER LA TIERRA

Hidratos de gas: un combustible procedente de los sedimentos del fondo oceánico

RECUADRO 23.1

Los *hidratos de gas* son estructuras químicas inusualmente compactas compuestas de agua y gas natural. El tipo más común de gas natural es el metano, que produce *hidrato de metano.* Los hidratos de gas natural aparecen debajo de zonas de permafrost en los continentes y bajo el fondo oceánico a profundidades inferiores a 525 m.

La mayoría de los hidratos de gas oceánicos se crea cuando las bacterias descomponen la materia orgánica atrapada en los sedimentos del fondo oceánico, produciendo gas metano con pequeñas cantidades de etano y propano. Estos gases se combinan con el agua en los sedimentos de las profundidades oceánicas (donde las presiones son elevadas y las temperaturas bajas) de modo que el gas queda atrapado dentro de una jaula en forma de reja de moléculas de agua.

Los buques que han perforado los hidratos de gas han extraído testigos de barro mezclado con fragmentos y capas de hidratos de gas (Figura 23.A) que se consumen y se evaporan con rapidez cuando se exponen a las condiciones relativamente cálidas y de baja presión en la superficie oceánica. Los hidratos de gas parecen fragmentos de hielo, pero se prenden cuando los enciende una llama, ya que el metano y otros gases inflamables son liberados a medida que los hidratos de gas se evaporan (Figura 23.B).

FIGURA 23.A. Esta muestra recogida del fondo oceánico presenta capas de hidratos de gas blancos con apariencia de hielo, mezcladas con barro (Foto cortesía de GEOMAR Research Center, Kiel, Alemania).

En algunos cálculos se indica que hasta 20.000 billones de metros cúbicos de metano están atrapados en sedimentos que contienen hidratos de gas, lo que equivale aproximadamente al *doble* del carbono de las reservas combinadas de carbón, petróleo y gas convencional de la Tierra. Un gran inconveniente de la explotación de reservas de hidrato de gas es que estas se descomponen rápidamente a las temperaturas y las presiones de la superficie. No obstante, en el futuro, estas enormes reservas de energía del fondo oceánico pueden ayudar a suministrar energía a la sociedad actual.

FIGURA 23.B. Los hidratos de gas se evaporan cuando se exponen a las condiciones de la superficie y liberan el gas natural, que puede ser incinerado (Foto cortesía de GEOMAR Research Center, Kiel, Alemania).

Entre los retos que se presentan a los procesos *in situ* se encuentra el aumento de la eficacia de la recuperación de petróleo, la gestión del agua empleada para producir vapor, y la reducción de los costes energéticos necesarios para el proceso.

Lutitas bituminosas

Las *lutitas bituminosas* contienen enormes cantidades de petróleo sin explotar. En todo el mundo, el US Geological Survey calcula que hay más de 3 billones de barriles de petróleo contenidos en lutitas, que producirían más de 38 litros de petróleo por tonelada de material. Pero esta cifra puede inducir a error porque se sabe que, con la tecnología actual, solo pueden recuperarse menos de 200.000 millones de barriles. Aun así, los recursos estimados en los Estados Unidos son unas 14 veces mayores que los del petróleo convencionalmente recuperable, y las cifras aumentarán, probablemente, a medida que se recoja más información geológica.

Aproximadamente la mitad del suministro mundial se encuentra en la formación Green-River en Colorado, Utah y Wyoming (Figura 23.10). En esta región, las lutitas bituminosas forman parte de estratos sedimentarios que se acumularon en el fondo de dos enormes y superficiales lagos durante el Eoceno (hace entre 57 y 36 millones de años).

Las lutitas bituminosas se han sugerido como una solución parcial al agotamiento de los combustibles fósiles. Sin embargo, la energía calorífica de la lutita bituminosa es solo una octava parte de la que contiene el petróleo crudo, debido a la gran proporción de materia mineral de las lutitas.

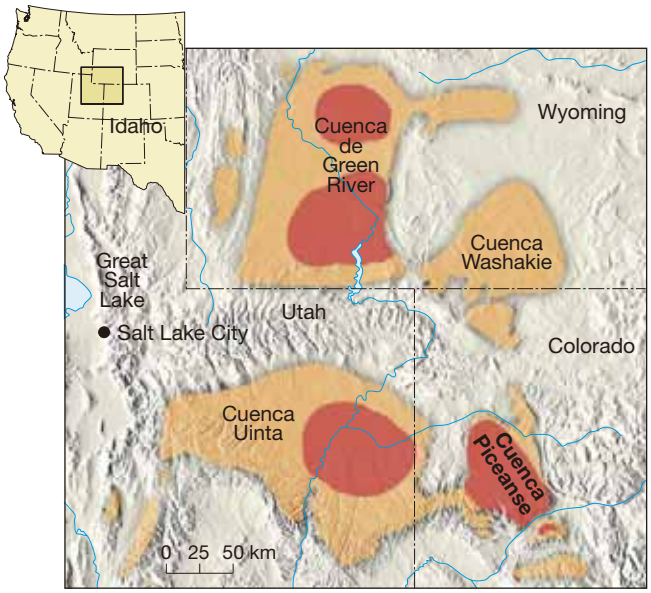


FIGURA 23.10. Distribución de las lutitas bituminosas en la formación Green River de Colorado, Utah y Wyoming. Las áreas sombreadas de color más oscuro representan los depósitos más ricos. El gobierno y la industria privada han invertido grandes cantidades para hacer que las lutitas bituminosas sean un recurso rentable, pero los costes han sido siempre superiores al precio del petróleo. Sin embargo, a medida que aumenten los precios de los combustibles en competición, estos enormes depósitos se volverán económicamente más atractivos (Tomado de D. C. Duncan y V. E. Swanson, U. S. Geological Survey Circular 523, 1965).

Esta materia mineral añade costo a la producción minera, el procesamiento y la eliminación de residuos. La producción de petróleo a partir de las lutitas bituminosas tiene los mismos problemas que la producción de petróleo a partir de las arenas asfálticas. La minería de superficie produce trastornos generalizados del terreno y plantea problemas significativos de eliminación de residuos. Además, el procesamiento requiere grandes cantidades de agua, un elemento que es escaso en la región semiárida donde se encuentra la formación Green River.

En la actualidad, el petróleo es abundante y relativamente barato en los mercados mundiales. Por consiguiente, con las tecnologías actuales, no merece la pena obtenerlo de las lutitas bituminosas. La industria ha abandonado casi del todo la investigación y el desarrollo en el ámbito de las lutitas bituminosas. No obstante, el US Geological Survey sugiere que la gran cantidad de petróleo que podría extraerse, en potencia, de las lutitas bituminosas en Estados Unidos asegura probablemente su inclusión final en la mezcla energética nacional.

A veces los alumnos preguntan...

¿Son las arenas asfálticas y las arenas de alquitrán lo mismo?

Sí, el término arenas de alquitrán se utiliza habitualmente para describir los depósitos de bitumen, pero es inexacta porque el alquitrán es una sustancia hecha por el hombre producida por la disociación de la materia orgánica. El bitumen tiene una apariencia similar al alquitrán, pero es una sustancia natural. «Arenas asfálticas» es un término más apropiado para denominar a los depósitos de bitumen.

FUENTES DE ENERGÍA ALTERNATIVAS

Un examen de la Figura 23.4 muestra claramente que vivimos en la era de los combustibles fósiles. Más del 84 por ciento de las necesidades energéticas de Estados Unidos procede de esos recursos no renovables. Los cálculos actuales indican que la cantidad de combustibles fósiles recuperables puede alcanzar los 10 billones de barriles de petróleo, suficientes para 170 años al ritmo de consumo actual. Por supuesto, a medida que la población mundial aumente, la velocidad de consumo se disparará. Por tanto, las reservas acabarán por escasear. Mientras tanto, el impacto ambiental de la combustión de enormes cantidades de combustibles fósiles tendrá, sin lugar a dudas, un efecto adverso.

¿Cómo puede satisfacerse una demanda creciente de energía sin afectar de manera radical al planeta que habitamos? Aunque no se ha formulado todavía una respuesta clara, debe considerarse la necesidad de depender cada vez más de fuentes de energía alternativas. En esta sección examinaremos las diversas fuentes posibles, entre ellas la energía nuclear, solar, eólica, hidroeléctrica, geotérmica y mareal.

Energía nuclear

Aproximadamente el 9 por ciento de la demanda de energía de Estados Unidos está siendo satisfecha por las centrales de energía nuclear. El combustible para esas centrales procede de materiales radiactivos que liberan energía por el proceso de **fisión nuclear**. La fisión se consigue bombardeando los núcleos de los átomos pesados, normalmente el uranio-235, con neutrones. Esto hace que los núcleos de uranio se escindan en núcleos menores y emitan neutrones y energía calorífica. Los neutrones expulsados, a su vez, bombardean los núcleos de átomos de uranio adyacentes, produciendo una *reacción en cadena*. Si el suministro de material fisionable es suficiente y se permite que la reacción transcurra de una manera no controlada, se liberaría una enorme cantidad de energía en forma de una explosión atómica.

En una central de energía nuclear, la reacción de fisión se controla moviendo varillas absorbentes de neutrones al interior y al exterior del reactor nuclear. El resultado

es una reacción nuclear en cadena controlada que libera grandes cantidades de calor. La energía producida es transportada desde el reactor y utilizada para impulsar turbinas de vapor que mueven los generadores eléctricos, de una manera similar a lo que ocurre en las centrales productoras de energía más convencionales.

Uranio

El uranio-235 es el único isótopo que aparece en estado natural y que es fácilmente fisionable y, por consiguiente, es el combustible principal utilizado en las centrales de energía nuclear[3]. Aunque se han descubierto grandes cantidades de mena de uranio, la mayoría contiene menos del 0,05 por ciento de uranio. De esta pequeña cantidad, el 99,3 por ciento está constituido por el isótopo no fisionable uranio-238 y solo el 0,7 por ciento restante contiene el isótopo fisionable uranio-235. Dado que la mayoría de los reactores nucleares funciona con combustibles que contienen al menos un 3 por ciento de uranio-235, deben separarse los dos isótopos para concentrar el uranio-235 fisionable. El proceso de separación de los isótopos de uranio es difícil e incrementa de manera sustancial el coste de la energía nuclear.

Aunque el uranio es un elemento raro en la corteza terrestre, aparece en depósitos de enriquecimiento. Algunos de los depósitos más importantes están asociados con lo que se consideran antiguos depósitos de placeres en lechos de corrientes de agua[4]. Por ejemplo, en Witwatersrand, Sudáfrica, los granos de mena de uranio (así como importantes depósitos de oro) se concentraron como resultado de su elevada densidad en rocas compuestas fundamentalmente de clastos de cuarzo. En Estados Unidos, los depósitos de uranio más ricos se encuentran asociados a areniscas jurásicas y triásicas en la llanura del Colorado y en rocas más jóvenes en Wyoming. La mayor parte de esos depósitos se ha formado a través de la precipitación de compuestos de uranio procedentes del agua subterránea. La precipitación del uranio se produce aquí como consecuencia de una reacción química con la materia orgánica, como se pone de manifiesto por la concentración de uranio en los troncos fósiles y lutitas negras ricas en materia orgánica.

Obstáculos al desarrollo

Hubo una época en la que se proclamaba que la energía nuclear era la fuente de energía barata y limpia que sustituiría a los combustibles fósiles. Sin embargo, han surgido varios obstáculos que impiden el desarrollo nuclear como una importante fuente de energía. No es el menor de ellos el coste de construcción de las centrales nucleares, que contienen numerosos dispositivos de seguridad. Quizá más importante, sin embargo, es la preocupación ante la posibilidad de un accidente grave en cualquiera de las casi 200 centrales nucleares que existen en el mundo (Figura 23.11). El accidente ocurrido en Three Mile Island, cerca de Harrisburg, Pensilvania, en 1979, contribuyó a crear inquietud. En esa ocasión, una función defectuosa indujo a los operadores de la central a creer que había demasiada agua en el sistema primario, cuando era todo lo contrario. Esta confusión permitió que el núcleo del reactor estuviera descubierto durante varias horas. Aunque hubo poco peligro para el público, se produjo un daño sustancial en el reactor.

Por desgracia, el accidente ocurrido en 1986 en Chernobyl, en la antigua Unión Soviética, fue mucho más grave. En este incidente, el reactor estuvo fuera de control, y dos pequeñas explosiones levantaron el techo de la estructura, permitiendo que trozos de uranio fueran lanzados a las áreas inmediatas. Durante los 10 días consecutivos que se tardó en extinguir el fuego, niveles elevados de material radiactivo fueron transportados por la atmósfera y depositados en zonas tan alejadas como Noruega. Además de las 18 personas que murieron en las 6 semanas posteriores al accidente, muchos miles más se enfrentan a un mayor riesgo de fallecimiento como consecuencia de cánceres asociados con la lluvia radiactiva.

Debe destacarse que las concentraciones de uranio-235 fisionable y el diseño de los reactores son tales que las centrales de energía nuclear no pueden explotar como una bomba atómica. El riesgo surge de la

FIGURA 23.11. La central nuclear de Diablo Canyon cerca de San Luis Obispo, California. Los reactores se encuentran en los edificios con forma de cúpula, y el agua de enfriamiento se libera al océano. El emplazamiento de esta instalación es controvertido debido a su cercana proximidad a fallas capaces de provocar terremotos potencialmente dañinos (Foto de Comstock).

[3] El torio, aunque no es capaz de mantener por sí mismo una reacción en cadena, puede utilizarse con el uranio-235 como un combustible nuclear.

[4] Los depósitos de placeres de tratan en una sección posterior de este capítulo.

posibilidad de escape de residuos radiactivos durante una fusión del núcleo o cualquier otro fallo. Además, riesgos como la eliminación de los residuos nucleares y la relación que existe entre los programas de energía nuclear y la proliferación de bombas nucleares deben considerarse cuando evaluemos los pros y los contras sobre el empleo de la energía nuclear.

Entre los «pros» está el hecho de que las plantas de energía nuclear no emiten dióxido de carbono: el gas de efecto de invernadero que contribuye de forma significativa al calentamiento global (*véase* Capítulo 21). Por el contrario, la generación de electricidad de combustibles fósiles produce grandes cantidades de dióxido de carbono. Por tanto, la sustitución de la energía nuclear por energía generada por combustibles fósiles constituye una opción en la reducción de las emisiones de carbono.

Energía solar

La expresión *energía solar* se refiere generalmente a la utilización directa de los rayos del Sol para el abastecimiento de la energía necesaria para cubrir las necesidades de la población. Los *captadores solares pasivos* más sencillos, y quizá más generalmente utilizados, son ventanas que miran al sur. Conforme la luz solar atraviesa el vidrio, su energía es absorbida por los objetos de la habitación. Esos objetos, a su vez, irradian calor que calienta el aire. En Estados Unidos se utilizan a menudo ventanas que miran al sur, junto con construcciones mejor aisladas y más herméticas, para reducir de manera sustancial los costes de calefacción.

Los sistemas más elaborados utilizados para calentar los hogares precisan un *captador solar activo*. Esos dispositivos montados en los tejados suelen ser cajas grandes ennegrecidas y cubiertas con material transparente. El calor que acumulan puede ser transferido donde sea necesario mediante circulación de aire o líquidos a través de tuberías. Los captadores solares se utilizan también de manera satisfactoria para calentar el agua necesaria en los hogares y los comercios. Por ejemplo, los captadores solares proporcionan agua caliente a más del 80 por ciento de los hogares israelíes.

En la actualidad, la investigación está en vías de mejorar las tecnologías que permitan concentrar la luz solar. Un método emplea espejos parabólicos como captadores de la energía solar. Sus pulimentadas superficies reflejan la luz solar hacia una tubería de recolección (Figura 23.12A). Por la tubería corre un fluido (normalmente aceite) que absorbe la luz solar concentrada. El fluido se calienta por encima de los 200 ºC y normalmente se usa para fabricar el vapor que impulsa a una turbina para producir electricidad. Los espejos parabólicos normalmente están orientados de norte a sur y gradualmente se rotan para seguir al Sol.

Otro tipo de captador utiliza células fotovoltaicas (solares) que convierten la energía solar directamente en electricidad. Normalmente las células fotovoltaicas están conectadas para crear paneles solares en los que la luz solar empuja a los electrones a estados más elevados de energía, para producir electricidad. Durante muchos años las células solares se empleaban principalmente para suministrar energía a calculadoras y otros aparatos

A.

B.

FIGURA 23.12. A. Los espejos parabólicos, como los que se muestran en esta foto, son captadores solares muy eficaces. Los espejos concentran la luz del Sol en tuberías de recogida llenas un fluido. Este calor normalmente se utiliza para producir vapor que impulsa las turbinas que se emplean para generar electricidad (Foto de Schott AG/Commercial Handout). B. Esta instalación solar cerca de Los Ángeles está compuesta por una instalación de 20.000 platos que utilizan la tecnología Stirling (Foto de Randy J. Montoya/Sandia National Laboratories).

A veces los alumnos preguntan...

¿Son los vehículos eléctricos mejores para el medio ambiente?

Sí, pero probablemente no tanto como podríamos creer. Eso se debe a que gran parte de la electricidad que los coches eléctricos utilizan procede de las plantas productoras de energía que emplean combustibles fósiles no renovables. Por tanto, los contaminantes no proceden directamente del coche; antes bien, proceden de la planta energética que generó la electricidad para el vehículo. Sin embargo, los vehículos eléctricos modernos están diseñados para utilizar el combustible de una manera más eficaz que los vehículos tradicionales de gasolina, de modo que generan menos contaminantes por kilómetro.

novedosos. Hoy, sin embargo, las grandes estaciones de energía fotovoltaica están conectadas a rejillas eléctricas para complementar a otras instalaciones que generan energía. Los principales países en capacidad fotovoltaica son Alemania, Japón, España, y Estados Unidos, y recientemente se han construido grandes plantas energéticas en Australia y Portugal. El elevado coste de las células solares hace que generar electricidad solar sea más costoso que la electricidad generada por otras fuentes. A medida que va aumentando el coste de los carburantes fósiles, los avances en tecnología fotovoltaica deberían reducir la diferencia de precio.

En Edison, California del Sur, se está finalizando una enorme instalación para la generación de energía solar de 1.820 hectáreas situada a unos 120 km al noroeste de Los Ángeles. La tecnología que se está utilizando, denominada «*Stirling Dish*», convierte la energía termal a electricidad utilizando una matriz de espejos para enfocar los rayos del Sol en el final receptor del motor Stirling (Figura 23.12B). La cara interna de un receptor calienta después gas de hidrógeno, provocando su expansión. La presión que crea el gas en expansión impulsa un pistón, que enciende un pequeño generador eléctrico. Esta instalación estará formada por una serie de 20.000 platos que producirán 500 megavatios de electricidad, suficiente para abastecer a 278.000 hogares.

Energía eólica

El aire tiene masa, y cuando se mueve (es decir, cuando sopla el viento) contiene la energía de este movimiento, la energía cinética. Una parte de esta energía puede convertirse a otras formas (fuerza o electricidad mecánica) que se puede utilizar para realizar trabajos (Figura 23.13).

La energía mecánica del viento se emplea normalmente para la extracción del agua en zonas rurales o remotas. Un ejemplo es el molino de viento, todavía

A.

B.

FIGURA 23.13. A. Los molinos de viento de una granja pueden todavía verse en algunas zonas. La energía mecánica del viento se utiliza normalmente para bombear agua (Foto de Darren Bennett/Animals Animals Earth Scenes). B. Estas turbinas eólicas están funcionando cerca de Palm Springs, California. Aunque California es el estado donde comenzó el desarrollo significativo de energía eólica, en 2009 había sido superado por Texas y Iowa (Foto de John Mead/ Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.).

familiar en muchas zonas rurales. La energía mecánica convertida del viento también puede emplearse para otros fines, como partir troncos, moler el grano, impulsar los barcos de vela. Por el contrario, las turbinas eléctricas alimentadas con energía eólica generan electricidad para los hogares, los negocios, y para vender a las empresas de servicio público.

En la actualidad, se están instalando turbinas eólicas modernas a una velocidad increíble. De hecho, en todo el mundo, la capacidad de energía eólica instalada en 2008 aumentó más de un 47 por ciento. El año anterior, la capacidad aumentó en un 32 por ciento. La mayor parte de este crecimiento tuvo lugar en los Estados Unidos, China, India, Alemania y España. En 2008, Estados Unidos sobrepasó a Alemania para convertirse en los mayores productores mundiales de energía eólica, generando 25.170 megavatios[5]. En la próxima década se espera que China produzca la mayor parte de la electricidad generada por el viento.

La velocidad del viento es un elemento clave para determinar si un lugar es idóneo para albergar una instalación de energía eólica. Normalmente es necesario que el viento tenga una velocidad mínima de 21 km/h para que una planta de energía eólica a gran escala sea rentable. La consecuencia de una pequeña diferencia en la velocidad del viento es una gran diferencia en la producción energética, por tanto una gran diferencia en el coste de la energía generada. Por ejemplo, una turbina que opera en un lugar con una velocidad media del viento de 19 km/h generaría un 33 por ciento más de electricidad que una que operara a 15 km/h. Asimismo, hay poca energía que recolectar cuando la velocidad del viento es baja: los vientos de 9 km/h contienen menos de una octava parte de la energía que los vientos de 19 km/h.

En Estados Unidos hay unos enormes recursos energéticos eólicos. En la actualidad 34 estados cuentan con instalaciones comerciales que producen electricidad a partir de la energía eólica. A comienzos de 2009, los estados principales en capacidad instalada fueron Texas, el primer estado, seguido de Iowa, California y Minnesota. Aunque California fue el estado pionero en la industria eólica estadounidense actual, hay 16 estados que tienen un gran potencial eólico. Como se muestra en la Tabla 23.1, entre los cinco estados principales con potencial para la energía eólica se encuentran Dakota del Norte, Texas, Kansas, Dakota del Sur y Montana. Aunque, por el momento, solo una pequeña parte de la generación eléctrica estadounidense proviene de la energía eólica, se ha estimado que el potencial de esta energía es igual al doble de la electricidad total que se consume actualmente (Figura 23.14).

[5] Un megavatio es energía suficiente para suministrar a 250-300 hogares americanos.

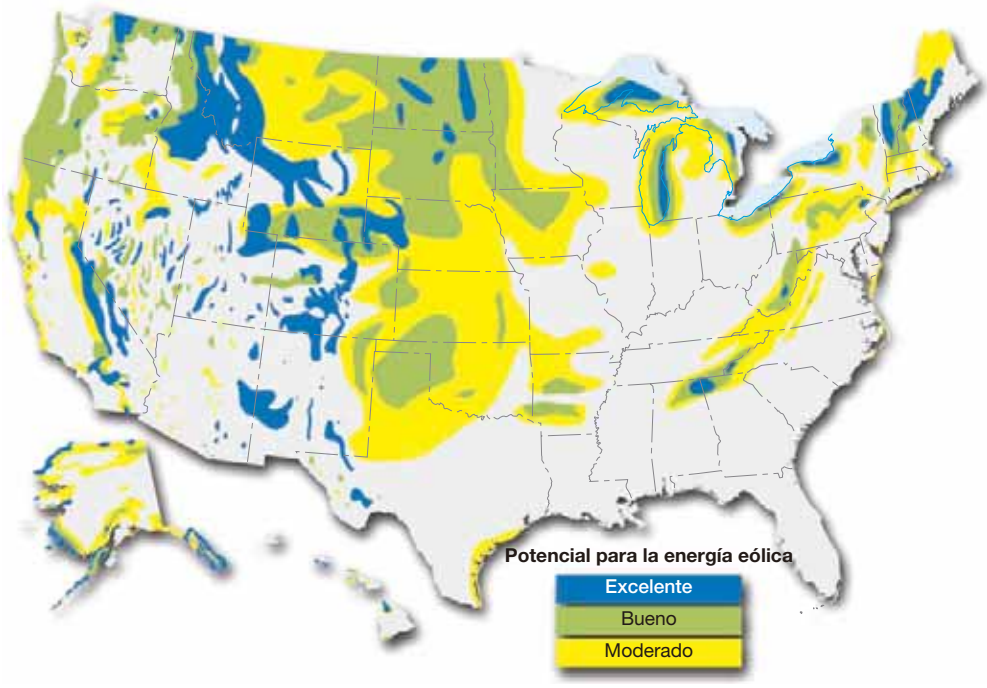


FIGURA 23.14. Potencial de la energía eólica para los Estados Unidos. Los grandes sistemas de energía eólica necesitan unas velocidades medias del viento de los 6 m por segundo. En la leyenda, moderado se refiere a las regiones que experimentan velocidades del viento de entre 6,4 y 6,9 m por segundo, buena se refiere a 7 -7,4 m por segundo y excelente se refiere a 7,5 m por segundo y más (Tomado del U.S. Department of Energy).

Tabla 23.1. Los estados con mejor posibilidad para la energía eólica

Clasificación	Estado	Potencial
1	Dakota del Norte	1.210
2	Texas	1.190
3	Kansas	1.070
4	Dakota del Sur	1.030
5	Montana	1.020
6	Nebraska	868
7	Wyoming	747
8	Oklahoma	725
9	Minnesota	657
10	Iowa	551
11	Colorado	481
12	Nuevo México	435
13	Idaho	73
14	Michigan	65
15	Nueva York	62
16	Illinois	61
17	California	59
18	Wisconsin	58
19	Maine	56
20	Missouri	52

La cantidad total de electricidad que podría generarse anualmente, medida en miles de millones de kilovatios por hora. Un hogar típico americano utilizaría varios cientos de kilovatios por hora al mes.
uente U.S. Department of Energy.

Las mejoras tecnológicas recientes han hecho que el coste de la electricidad generada por el viento sea más competitivo. En consecuencia, el crecimiento de la capacidad instalada ha aumentado de forma extraordinaria. A nivel mundial, la cantidad total de potencia eólica instalada aumentó de 7.636 megavatios en 1997 a 120.791 megavatios en 2008. Esta electricidad sería suficiente para suministrar a más de 25 millones de hogares medios americanos.

El U.S. Department of Energy ha anunciado el objetivo de obtener el 5 por ciento de la electricidad en Estados Unidos del viento para el año 2020, objetivo que parece convincente con el ritmo al que crece la energía eólica en todo el país. Por tanto la electricidad generada por el viento parece estar pasando de ser una alternativa a una fuente de energía de primer orden.

Energía hidroeléctrica

La caída del agua ha sido una fuente de energía durante siglos. A lo largo de la mayor parte de la historia, la energía mecánica producida por las ruedas hidráulicas se utilizó para alimentar los molinos y otras maquinarias. En la actualidad, la energía generada por las caídas de agua se utiliza para impulsar las turbinas que producen electricidad; de ahí el término **energía hidroeléctrica**. En Estados Unidos, las centrales de energía hidroeléctrica aportan aproximadamente el 5 por ciento de las necesidades del país. La mayor parte de esa energía se produce en grandes presas que permiten un control del flujo de agua (Figura 23.15). El agua represada en un embalse es una forma de energía almacenada que puede liberarse en cualquier momento para producir electricidad.

Aunque la energía hidráulica se considera un recurso renovable, las presas construidas para proporcionar electricidad tienen un tiempo de vida limitado. Todos los ríos transportan sedimento en suspensión que empieza a depositarse detrás de la presa nada más construirse esta. Finalmente, el sedimento colmatará por completo el embalse. Esto tardará de 50 a 300 años, dependiendo de la cantidad de materia en suspensión transportada por el río. Un ejemplo es la enorme presa de Asuán, en Egipto, que se terminó en los años 60. Se estima que la mitad del embalse estará lleno de sedimentos del río Nilo en el 2025.

La disponibilidad de lugares apropiados es un factor importante que limita el desarrollo de centrales hidroeléctricas a gran escala. Un buen sitio debe proporcionar una altura significativa para la caída del agua y un caudal elevado. Existen presas hidroeléctricas en muchas partes de Estados Unidos, situándose la mayor concentración en el sureste y noroeste del Pacífico. Casi todos los lugares idóneos de Estados Unidos ya han sido explotados, limitando la expansión futura de la energía hidroeléctrica. Podría aumentarse la energía total producida por las centrales hidroeléctricas, pero la porción relativa proporcionada por esa fuente puede disminuir, porque otras fuentes de energía alternativa pueden incrementarse a un ritmo mayor.

En los últimos años ha empezado a utilizarse un tipo diferente de producción de energía hidroeléctrica. Denominado *sistema de almacenamiento de agua bombeada*, es en realidad un tipo de control de la energía. Durante las épocas en las que la demanda de electricidad es baja, la energía producida por fuentes no hidroeléctricas, que no es necesaria, se utiliza para bombear el agua de un embalse inferior a un área de almacenamiento situada a una mayor elevación. Luego, cuando la demanda de electricidad es grande, se dispone del agua almacenada en el embalse situado encima para impulsar las turbinas y producir electricidad que complemente el suministro de energía.

Energía geotérmica

Se aprovecha la **energía geotérmica** explotando los depósitos subterráneos naturales de vapor y agua caliente. Estos últimos aparecen en lugares donde las temperaturas bajo la superficie son elevadas debido a la actividad

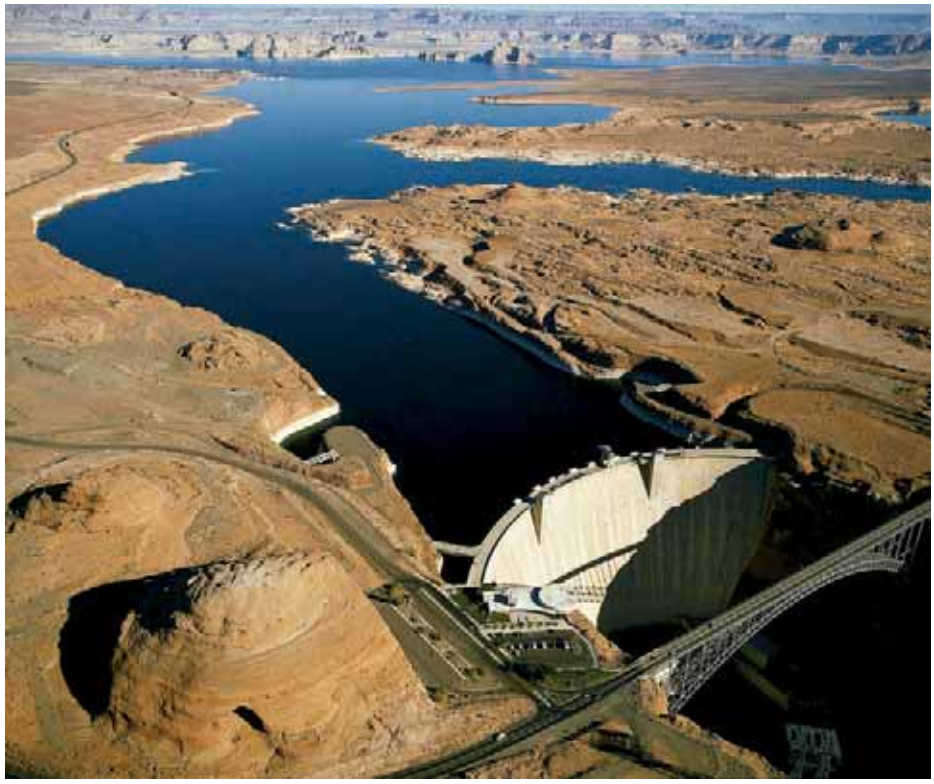


FIGURA 23.15. El lago Powell es una reserva que se creó cuando fue construida la presa Glen Canyon a lo largo del río Colorado. A medida que se libera el agua del depósito, esta impulsa las turbinas y se produce electricidad (Foto de Michael Collier).

volcánica relativamente reciente. Se utiliza la energía geotérmica de dos maneras: el vapor y el agua caliente se emplean para calentar y para generar electricidad.

Islandia es una gran isla volcánica que tiene actividad magmática en la actualidad (Figura 23.16). En la capital islandesa, Reykjavik, el vapor y el agua caliente son bombeados a los edificios de la ciudad para calentar los interiores. También calientan los invernaderos, donde crecen todo el año frutas y verduras. En Estados Unidos, diversos estados occidentales utilizan el agua caliente de origen geotérmico para calefacción.

En lo que se refiere a la producción geotérmica de electricidad, los italianos fueron los primeros en hacerlo en 1904, de manera que la idea no es nueva. A finales del siglo XX y principios del XXI, más de 250 plantas de energía geotérmica en 24 países producían más de 10.000 megavatios (millones de vatios). Estas plantas proporcionan energía a más de 60 millones de personas. En la Tabla 23.2 se enumeran los principales productores de energía geotérmica.

La primera central de energía geotérmica comercial de Estados Unidos se construyó en 1960, en The Geysers, al norte de San Francisco (Figura 23.17). The Geysers es todavía la mayor planta de energía geotérmica del mundo y genera unos 1.700 megavatios o casi el 60 por ciento de la energía geotérmica de Estados Unidos. Además de The Geysers, se está produciendo desarrollo geotérmico en algunos otros lugares del oeste de Estados Unidos, entre ellos Nevada, Utah y el valle Imperial en el sur de California. La capacidad generadora de energía geotérmica de Estados Unidos, de más de 2.800 megavatios, es suficiente para suministrar electricidad a unos 3,5 millones de hogares. Esta es una cantidad

Tabla 23.2. Producción mundial de energía geotérmica, 2007

País productor	Megavatios
Estados Unidos	2.687
Filipinas	1.970
Indonesia	992
México	953
Italia	810
Japón	535
Nueva Zelanda	472
Islandia	421
El Salvador	204
Costa Rica	163
Países restantes	525
Total	9.732

uente Geothermal Resources Council.

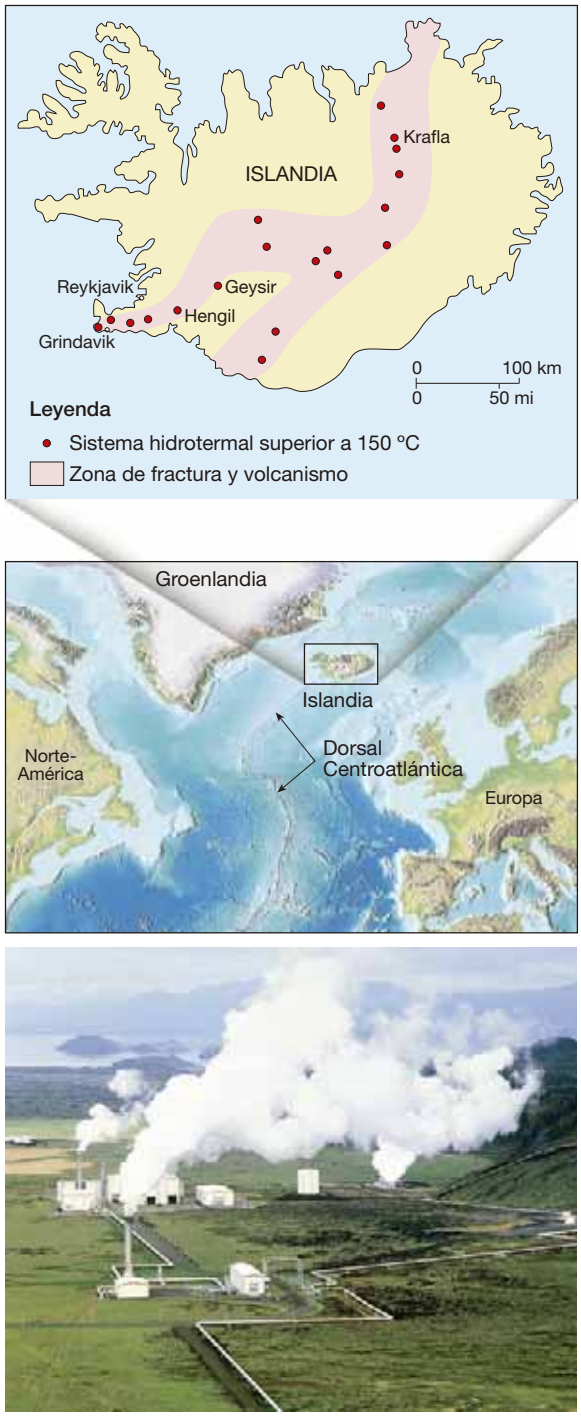


FIGURA 23.16. Islandia está a caballo de la dorsal Centroatlántica. Este borde de placa divergente es el centro de numerosos sistemas geotérmicos y volcánicos activos. Dado que todo el país está compuesto por rocas volcánicas geológicamente jóvenes, puede encontrarse agua caliente en casi cualquier agujero que se taladre en cualquier parte. Más del 45 por ciento de la energía islandesa procede de las fuentes geotérmicas. La foto muestra una estación eléctrica en el suroeste de Islandia. El vapor se emplea para generar electricidad. El agua caliente (83 C) de la planta es enviada por medio de una tubería aislada a Reykjavik para calentar los interiores (Foto de Simon Fraser/Science Photo Library/ Rhoto Researchers, Inc.).

de electricidad comparable a la combustión de unos 60 millones de barriles de petróleo cada año.

¿Qué factores geológicos favorecen un depósito geotérmico de valor comercial?

1. *Una fuente potente de calor,* como una gran cámara magmática lo suficientemente profunda como para asegurar una presión adecuada y un enfriamiento lento, pero no tan profunda que no pueda establecerse una circulación natural de agua. Esas cámaras magmáticas se encuentran con más probabilidad en regiones de actividad volcánica reciente.
2. *Depósitos grandes y porosos con canales conectados a la fuente de calor,* cerca de los cuales el agua puede circular y luego ser almacenada en el depósito.
3. *Una tapa con rocas de poca permeabilidad* que impida el flujo de agua y calor a la superficie. Un depósito profundo y bien aislado contiene almacenada mucha más energía que un depósito similar, pero no aislado.

Como ocurre con otros métodos alternativos de producción de energía, no cabe esperar que las fuentes geotérmicas cubran un elevado porcentaje de las necesidades energéticas crecientes del mundo. No obstante, en regiones donde pueda desarrollarse su potencial, no cabe duda de que su uso seguirá en aumento.

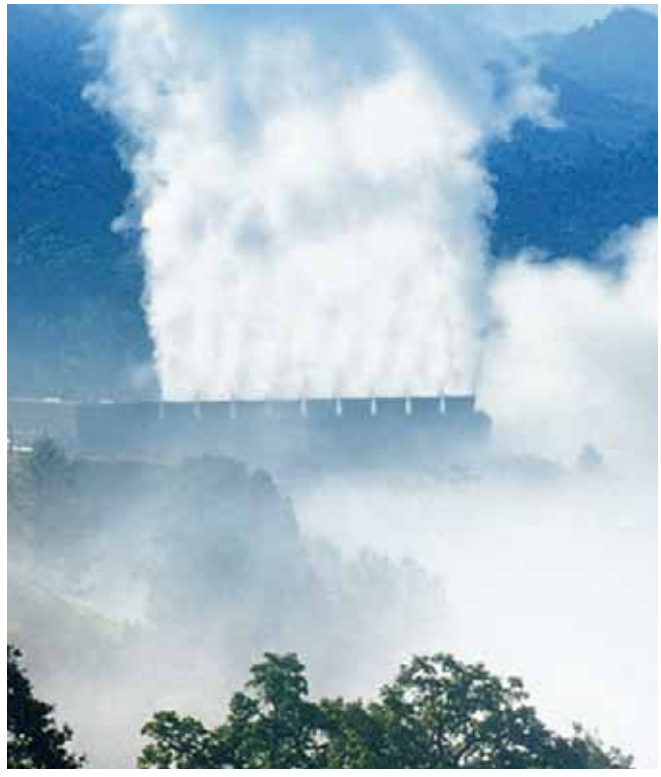


FIGURA 23.17. The Geysers, cerca de la ciudad de Santa Rosa en el norte de California, es el mayor lugar del mundo en desarrollo geotérmico productor de electricidad. La mayor parte de los pozos de vapor se encuentra a unos 3.000 m de profundidad (Foto cortesía de la Pacific Gas and Electric Company).

PERFIL PROFESIONAL

Sally Benson. Especialista en clima y energía

Sally Benson ha pasado la mayor parte de su carrera profesional investigando soluciones para los problemas ambientales más acuciantes de nuestro tiempo. A mitad de los años 70, cuando era una joven científica en el Lawrence Berkeley National Laboratory, abordó la primera escasez de petróleo mediante la investigación de formas para poder utilizar el poder de la energía geotérmica.

Diez años después, la encontramos llena de barro en el Kesterton Reservoir en el Central Valley de California. La escorrentía de riego había provocado que el selenio del terreno local se acumulara en el agua, haciendo que los pájaros locales tuvieran crías con deformidades terribles. Los estudios de Benson hicieron que se diera cuenta de que los microbios que no dañan el ambiente podían ser herramientas para limpiar otros puntos con contaminación por metales tóxicos.

«La experiencia fue muy positiva debido a que estaba practicando ciencia de vanguardia a la vez que los legisladores tenían que tomar una decisión sobre cómo limpiar el lugar. Me hice una idea del impacto que puede tener la ciencia, y de cómo la investigación puede obtener resultados» dice Benson.

A mitad de los años 90, Benson dirigía toda la investigación sobre Ciencias de la Tierra en el laboratorio. «Hablé con mucha gente, leí mucho, y llegué a la conclusión de que el cambio climático era el tema más importante al que debía enfrentarse el mundo.» Benson organizó programas de investigación que desarrollaron modelos regionales del cambio climático para ayudar a los residentes a clarificar las sequías y los cambios en la temperatura, y estudió el ciclo del carbón de los océanos, entre otros proyectos.

En 2007, Benson fue nombrada directora del Proyecto sobre el clima y la energía

La profesora Sally Benson es la directora ejecutiva del *lobal Climate and Energy Project* en de la Universidad de Stanford, un esfuerzo de 22 millones de dólares para desarrollar recursos energéticos que no da en el ambiente, especialmente recursos energéticos que liberen menos gases con efecto invernadero. La doctora Benson cuenta con unos antecedentes multidisciplinares, con títulos en geología, ciencias de los materiales, e ingeniería de los minerales,

global (*lobal Climate and Energy Project*) de la Universidad de Stanford, que busca el desarrollo de fuentes energéticas que liberen menos gases de invernadero. «La eficiencia energética en la iluminación, los sistemas de calefacción y enfriamiento, y los coches tiene todo el sentido del mundo. Pero al final, necesitamos hacer mucho más que eso. Si nuestra comprensión actual es correcta, necesitamos reducir las emisiones totales en un 80 por ciento de los niveles actuales» dice Benson.

Benson intuye muchas formas prometedoras para llegar a esa meta. Una es la energía renovable. «Los biocombustibles actuales no proporcionan muchas ventajas en cuanto a las emisiones de dióxido de carbono. Pero alternativas como la del etanol de celulosa (producir etanol a partir de fibras de plantas), con bajas emisiones en el proceso del cultivo y la obtención, son muy importantes» opina Benson.

Otra sería continuar utilizando algunos combustibles fósiles para el funcionamiento de las plantas energéticas y de barcos pero capturando los gases de efecto invernadero que emite. «Más de la mitad de la electricidad mundial se produce por la quema de carbón, un recurso abundante en muchos lugares. Necesitamos encontrar una forma de convertirlo en carbón neutral», dice Benson. Una manera de eliminar por completo dichas emisiones a la atmósfera sería inyectarlas en acuíferos en las profundidades de la Tierra. Ha estudiado cómo utilizar la tecnología desarrollada por la industria petrolífera y del gas para elegir lugares donde la roca ofrezca un buen sellado, inyectar el gas, y supervisar la zona por si hubiera escapes.

«Realizo un importante trabajo resolviendo problemas críticos, puedo trabajar en el exterior, realizar experimentos a escala y divertirme mientras lo hago. La interacción con mucha gente a la que le impactan estas cuestiones hace que las Ciencias de la Tierra sean muy gratificantes.»

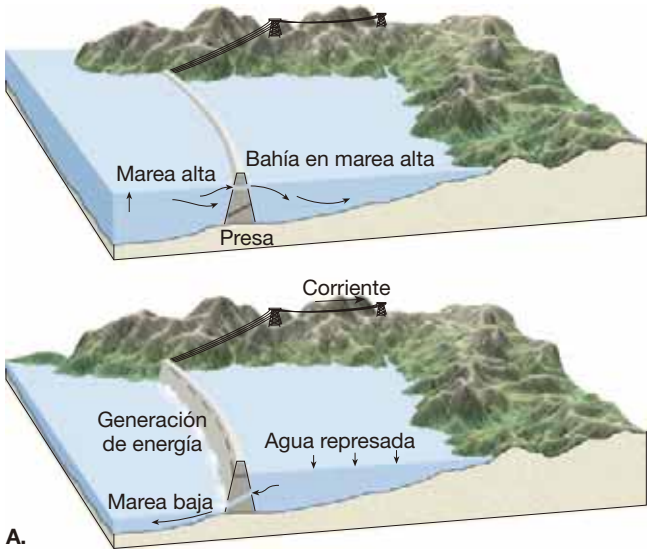
«Realizo un importante trabajo... y me divierto mientras lo hago»

Energía mareal

Se han propuesto varios métodos de producción de energía eléctrica a partir de los océanos, pero el potencial energético del océano sigue en gran medida sin explotar. El desarrollo de la energía mareal es el principal ejemplo de producción de energía a partir del océano.

Las mareas se han utilizado como una fuente de energía durante siglos. Empezando en el siglo XII, las turbinas hidráulicas impulsadas por las mareas se utilizaron para hacer funcionar los molinos harineros y los aserraderos. Durante los siglos XVII y XVIII, mucha de la harina de Boston se producía en un molino mareal. En la actualidad, deben satisfacerse demandas de energía mucho mayores y deben emplearse formas más sofisticadas para utilizar la fuerza creada por la subida y la bajada perpetua del océano.

La energía mareal se aprovecha construyendo una presa a través de la boca de una bahía o un estuario en un área costera que tenga un gran intervalo mareal (Figura 23.18A). La estrecha apertura entre la bahía y el océano abierto aumenta las variaciones del nivel del agua que se producen cuando suben y bajan las mareas. El fuerte flujo de entrada y salida que se produce en ese lugar se utiliza luego para impulsar turbinas y generadores eléctricos.



B.

FIGURA 23.18. A. Diagrama simplificado que muestra el principio de la presa mareal. La electricidad se genera solo cuando hay una diferencia agua-altura suficiente entre la bahía y el océano. B. Planta de energía mareal en Annapolis Royal, Nueva Escocia, en la Bahía de Fundy (Foto de James P. Blair/National Geographic Image Collection).

La central de energía mareal situada en la boca del río Rance, en Francia, es un ejemplo de la utilización de energía mareal. Con mucho, es la mayor construida hasta ahora. Esta central empezó a funcionar en 1966 y produce energía suficiente para satisfacer las necesidades de la Bretaña, además de contribuir también a las demandas de otras regiones. Cerca de Murmansk, en Rusia, y cerca de Taliang, en China, así como en la bahía de Fundy, en la provincia canadiense de Nueva Escocia, se han construido centrales experimentales mucho más pequeñas (Figura 23.18B).

No es posible aprovechar la energía mareal en la mayor parte de las costas del mundo. Si el intervalo mareal es menor de 8 m o si no hay bahías estrechas y encerradas, el desarrollo de la energía mareal es antieconómico. Por esta razón, las mareas nunca satisfarán una porción muy elevada de nuestros requisitos en energía eléctrica, que son cada vez mayores. No obstante, puede merecer la pena intentar el desarrollo de energía mareal en sitios factibles, porque la electricidad producida por las mareas no consume combustibles agotables y no crea desechos nocivos.

RECURSOS MINERALES

La corteza de la Tierra es fuente de una amplia variedad de sustancias útiles y esenciales. De hecho, prácticamente todos los productos manufacturados contienen sustancias derivadas de los minerales. En la Tabla 23.3 se enumeran algunos ejemplos importantes.

Los **recursos minerales** son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Entre estos recursos se cuentan yacimientos ya identificados de los que pueden extraerse provechosamente minerales, denominándose **reservas**, así como depósitos conocidos que ya no son recuperables ni desde el punto de vista económico ni desde el tecnológico. Yacimientos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. Además, se utiliza el término **mena** para indicar los minerales metálicos útiles que pueden extraerse, como beneficio, de las minas. En el uso habitual, el término *mena* se aplica también a algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre. Sin embargo, los materiales utilizados para propósitos como la piedra de construcción, áridos para las carreteras, abrasivos, cerámica y fertilizantes no suelen denominarse menas; en cambio, se clasifican como rocas y minerales industriales.

Recordemos que más del 98 por ciento de la corteza está compuesta solo por 8 elementos. Excepto por lo que se refiere al oxígeno y al silicio, todos los demás elementos constituyen una fracción relativamente pequeña de las rocas habituales de la corteza terrestre (*véase* Figura 3.27, pág. 108). De hecho, las concentraciones naturales de muchos elementos son extraordinariamente pequeñas. Un depósito que contenga el porcentaje medio de un elemento valioso tiene menos valor si el coste de extraerlo es mayor que el valor del material recuperado. Para que se le considere valioso, un elemento debe encontrarse en una concentración superior al nivel de su abundancia media en la corteza. En general, cuanto menos abundante sea en la corteza, mayor debe ser su concentración.

Por ejemplo, el cobre constituye alrededor del 0,0135 por ciento de la corteza. Sin embargo, para que un material sea considerado una mena de cobre, su concentración en ese elemento debe ser unas 50 veces esa

Tabla 23.3. Aparición de minerales metálicos

Metal	Menas principales	Aparición geológica
Aluminio	Bauxita	Producto residual de la meteorización
Cinc	Esfalerita	Yacimientos hidrotermales
Cobre	Calcopirita Bornita Calcosina	Yacimientos hidrotermales; metamorfismo de contacto; enriquecimiento por procesos de meteorización
Cromo	Cromita	Segregación magmática
Estaño	Casiterita	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Hierro	Hematites Magnetita Limonita	Formaciones bandeadas sedimentarias; segregación magmática
Magnesio	Magnesita Dolomita	Yacimientos hidrotermales
Manganeso	Pirolusita	Producto residual de meteorización
Mercurio	Cinabrio	Yacimientos hidrotermales
Molibdeno	Molibdenita	Yacimientos hidrotermales
Níquel	Pentlandita	Segregación magmática
Oro	Oro nativo	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Plata	Plata nativa Argentita	Yacimientos hidrotermales; enriquecimiento por procesos de meteorización
Platino	Platino nativo	Segregación magmática; yacimientos de placeres
Plomo	Galena	Yacimientos hidrotermales
Titanio	Ilmenita Rutilo	Segregación magmática; yacimientos de placeres
Uranio	Uranbitita (Petchblenda)	Pegmatitas; depósitos sedimentarios
Wolframio	Wolframita Scheelita	Pegmatitas; yacimientos de metamorfismo de contacto; depósitos de placeres

cantidad. El aluminio, por el contrario, representa el 8,13 por ciento de la corteza y debe presentarse a una concentración de solo unas 4 veces su porcentaje medio en la corteza para que su extracción resulte rentable.

Es importante darse cuenta de que la explotación de un yacimiento puede resultar lucrativa o perder su rentabilidad debido a cambios económicos. Si aumenta la demanda de un metal y los precios se elevan, el estado de un depósito previamente no lucrativo cambia, y se convierte en una mena. El estado de los depósitos no lucrativos puede cambiar también si un avance tecnológico permite la extracción del elemento útil a un coste menor que antes. Esto ocurrió en la mina de cobre localizada en el cañón Bingham, Utah, la mayor mina a cielo abierto que hay sobre la Tierra (Recuadro 23.2). La minería se interrumpió aquí en 1985, porque el equipo obsoleto había elevado el coste de extracción del cobre por encima del precio de venta. Los propietarios respondieron sustituyendo un ferrocarril anticuado de 1.000 coches por cintas transportadoras y tuberías para transportar la mena y los productos de desecho. Esos dispositivos permitieron una reducción del coste de casi un 30 por ciento y consiguieron que el funcionamiento de la mina volviera a ser rentable.

A lo largo de los años, los geólogos han intentado saber cómo los procesos naturales producen concentraciones localizadas de minerales metálicos necesarios. Un hecho bien establecido es que la aparición de recursos minerales valiosos está estrechamente relacionada con el ciclo de las rocas. Es decir, los mecanismos que generan rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, entre ellos los procesos de meteorización y erosión, desempeñan un papel importante en la concentración de elementos útiles. Además, con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, los geólogos añadieron aún otra herramienta para entender los procesos por medio de los cuales una roca se transforma en otra.

RECURSOS MINERALES Y PROCESOS ÍGNEOS

Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el cobre, el mercurio, el plomo, el platino y el níquel, son originadas por procesos ígneos (*véase* Tabla 23.3). Estos recursos minerales, como la mayoría, son consecuencia de procesos que concentran los elementos deseables en cantidades que hacen económicamente factible su extracción.

Segregación magmática

Los procesos ígneos que generan algunos de esos yacimientos de metales son bastante evidentes. Por ejemplo, a medida que un gran cuerpo magmático se enfría, los minerales densos, que cristalizan primero, tienden a depositarse en la parte inferior de la cámara magmática. Este tipo de segregación magmática es particularmente activa en los grandes magmas basálticos en los cuales a veces se generan cromita (mena de cromo), magnetita y platino. Capas de cromita, intercalada con otros minerales densos, se obtienen en depósitos de este tipo en el complejo Stillwater de Montana. Otro ejemplo es el complejo Bushveld, de Sudáfrica, que contiene más del 70 por ciento de las reservas de platino conocidas del mundo.

La segregación magmática es también importante en las últimas etapas del proceso magmático. Esto es

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Bingham Canyon, Utah: la mayor mina a cielo abierto

RECUADRO 23.2

En la fotografía, una montaña se elevaba donde ahora hay una enorme fosa (Figura 23.C). Se trata de la mina a cielo abierto más grande del mundo, la mina de cobre de Bingham Canyon, a unos 40 km al suroeste de Salt Lake City, Utah. El borde mide casi 4 km de diámetro y cubre casi 8 km cuadrados. Su profundidad es de 900 m. Si se construyera una torre de acero en el fondo, ¡tendría que ser cinco veces más alta que la torre Eiffel para alcanzar el borde superior de la fosa!

Empezó a finales del siglo XIX como una mina subterránea para filones de plata y plomo. Más tarde se descubrió cobre. Se encuentran depósitos similares en varios puntos del suroeste norteamericano y en un cinturón que se extiende desde el sur de Alaska hasta el norte de Chile.

Como en otros puntos de este cinturón, la mena de Canyon Bingham está diseminada por las rocas ígneas *porfídicas* de ahí que se denominen *depósitos de cobre porfídico.* El depósito se formó después de la intrusión del magma a profundidades someras. La posterior rotura creó fracturas extensas en las que penetraron disoluciones hidrotermales a partir de las cuales las menas precipitaron.

Aunque el porcentaje de cobre en la roca es pequeño, el volumen total de cobre es enorme. Desde que empezaron las operaciones a cielo abierto en 1906, se han retirado unos 5.000 millones de toneladas de material, que representan más de 12 millones de toneladas de cobre. También se han extraído cantidades significativas de oro, plata y molibdeno.

En la actualidad, la mena está lejos de agotarse. Durante los próximos 25 años, los planes prevén la extracción y el procesamiento de 3.000 millones de toneladas adicionales de material. Esta excavación artificial, la mayor, ha generado la mayoría de la producción mineral de Utah durante más de 80 años y se ha denominado el «agujero más rico de la Tierra».

FIGURA 23.C. Vista aérea de la mina de cobre de Bingham Canyon cerca de Salt Lake City, Utah. Esta enorme mina a cielo abierto tiene unos 4 km de diámetro y 900 m de profundidad. Aunque la cantidad de cobre en la roca es menor a un 1 por ciento, los grandes volúmenes de material que se extraen y se procesan a diario (unas 200.000 toneladas) suponen cantidades de metal significativas (Foto de Michael Collier).

Como muchas minas antiguas, la mina Bingham no estuvo regulada durante la mayor parte de su historia. El desarrollo tuvo lugar antes de que se tuviera la conciencia actual de los impactos ambientales de la actividad minera y antes de la eficaz legislación ambiental. En la actualidad, los problemas de contaminación de las aguas subterráneas y superficiales, la contaminación del aire, los residuos sólidos y peligrosos, y la mejora del suelo están recibiendo en Bingham Canyon la atención que merecían hace mucho tiempo.

particularmente cierto para los magmas graníticos, en los cuales el fundido residual puede enriquecerse en elementos raros y metales pesados. Más tarde, dado que el agua y otras sustancias volátiles no cristalizan junto con la masa del cuerpo magmático, esos fluidos constituyen un elevado porcentaje del fundido durante la fase final de solidificación. La cristalización en un ambiente rico en fluidos, donde se intensifica la migración iónica, produce la formación de cristales de varios centímetros o incluso de unos pocos metros de longitud. Las rocas resultantes, denominadas **pegmatitas**, están compuestas por estos cristales inusualmente grandes (*véase* Figura 4.9, pág. 133).

La mayoría de las pegmatitas son de composición granítica y consisten en cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. El feldespato se utiliza en la producción de cerámica y la moscovita para el aislamiento eléctrico. Además, las pegmatitas contienen, a menudo, algunos de los elementos menos abundantes. Por tanto, además de los silicatos comunes, algunas pegmatitas contienen gemas semipreciosas, como el berilo, el topacio y la turmalina. Además, a menudo se encuentran minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y las tierras raras (Figura 23.19)[6]. La mayoría de

[6] Las tierras raras son un grupo de 15 elementos (números atómicos comprendidos entre el 57 y el 71) que poseen propiedades semejantes. Son catalizadores útiles para el refinado del petróleo y se utilizan para mejorar la retención del color en los tubos de imagen de la televisión.

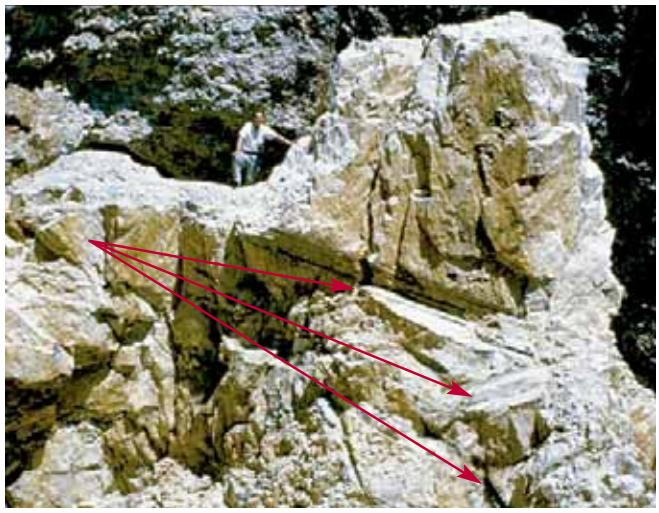


FIGURA 23.19. Esta pegmatita en las Black Hills de Dakota del Sur fue objeto de extracción por sus grandes cristales de espodumena, una importante fuente de litio. Las flechas están apuntando a las huellas que dejaron los cristales. Nótese la persona en el centro superior de la foto como escala (Foto de James G. Kirchner).

las pegmatitas está localizada dentro de grandes masas ígneas o en forma de diques o venas que cortan la roca de caja que rodea la cámara magmática (Figura 23.20).

Los magmas no producen pegmatitas en todas las etapas de evolución; ni tampoco todos los magmas tienen una composición granítica. Antes bien, algunos magmas se enriquecen en hierro o, a veces, en cobre. Por ejemplo, en Kiruna, Suecia, el magma compuesto por más del 60 por ciento de magnetita solidificó para producir uno de los depósitos de hierro más grandes del mundo.

Diamantes

Otro mineral importante desde el punto de vista económico y con origen ígneo es el diamante. Aunque mejor conocidos como gemas, los diamantes se utilizan mucho como abrasivos. Los diamantes se originan a profundidades de casi 200 km, donde la presión confinante es lo bastante grande como para generar esta forma de alta presión del carbono. Una vez cristalizados, son transportados hacia arriba a través de conductos denominados diatremas cuyo diámetro aumenta hacia la superficie. En las diatremas diamantíferas, casi todas ellas contienen cristales de diamante que están diseminados en una roca ultramáfica denominada *kimberlita.* Las diatremas de kimberlita más productivas se encuentran en Sudáfrica. La única fuente equivalente de diamantes de Estados Unidos está localizada cerca de Murfreesboro, Arkansas; pero este depósito está agotado y en la actualidad se utiliza únicamente como atracción turística.

Disoluciones hidrotermales

Entre los yacimientos de menas mejor conocidos y más importantes se encuentran los generados por las **disoluciones hidrotermales (agua caliente)**. Incluidos en este grupo se encuentran los depósitos de oro de la mina Homestake, en Dakota del Sur; las menas de plomo, cinc y plata cerca de Coeur d'Alene, Idaho; los depósitos de plata de Comstock Lode, en Nevada, y las menas de cobre de la península de Keweenaw, en Michigan (Figura 23.21).

La mayoría de los yacimientos hidrotermales se origina a partir de fluidos calientes ricos en metales que

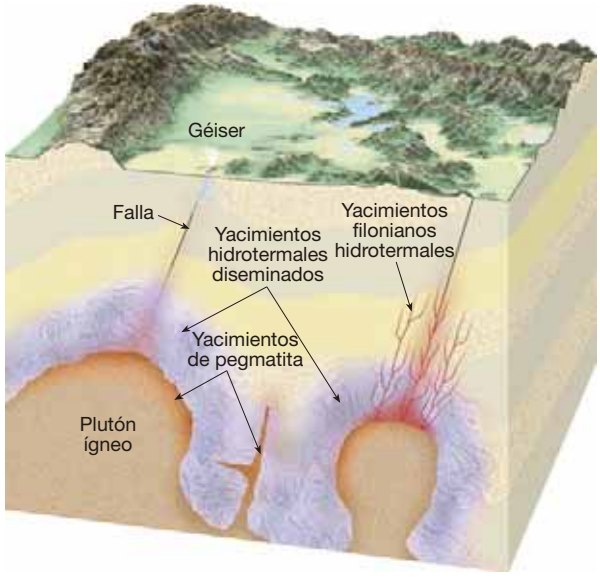


FIGURA 23.20. Ilustración que representa la relación entre un cuerpo ígneo y los yacimientos hidrotermales y de pegmatita asociados.

FIGURA 23.21. El cobre nativo de la península Keweenaw, al norte de Michigan, es un ejemplo excelente de yacimiento hidrotermal. Hubo una época en que esta área constituyó una importante fuente de cobre, pero en la actualidad está muy agotada (Foto de E. J. Tarbuck).

son restos de procesos magmáticos en estadios tardíos. Durante la solidificación, se acumulan líquidos, más diversos iones metálicos, cerca de la parte superior de la cámara magmática. Debido a su movilidad, estas disoluciones ricas en iones pueden migrar grandes distancias a través de las rocas circundantes antes de ser finalmente metales (Figura 23.22). Algunos de estos fluidos se mueven a lo largo de aberturas, como fracturas o planos de estratificación, donde se enfrían y precipitan las menas metálicas para producir **yacimientos filonianos.** La mayoría de los depósitos rentables de oro, plata y mercurio se producen como yacimientos filonianos hidrotermales.

Otro tipo importante de acumulación generada por la actividad hidrotermal se denomina **yacimientos diseminados**. En vez de concentrarse en venas estrechas y diques, estas menas se distribuyen en forma de pequeñas acumulaciones dispersas en la masa rocosa. La mayor parte del cobre mundial se extrae a partir de depósitos diseminados, entre ellos los situados en Chuquicamata, Chile, y la enorme mina de cobre Bingham Canyon, en Utah (*véase* Recuadro 23.2). Dado que esas acumulaciones contienen solo del 0,4 al 0,8 por ciento de cobre, deben extraerse entre 125 y 250 kg para conseguir un kilogramo de metal recuperado. El impacto ambiental de esas grandes excavaciones, incluido el problema de la eliminación de los residuos, es significativo.

Algunos depósitos hidrotermales se han generado por la circulación de aguas subterráneas en regiones donde el magma estaba emplazado cerca de la superficie. El área del Parque Nacional Yellowstone es un ejemplo moderno de una situación de este tipo (Figura 23.23). Cuando el agua subterránea invade una zona de actividad ígnea reciente, su temperatura aumenta, intensificando en gran medida su capacidad para disolver minerales. Esas aguas calientes migratorias extraen los iones metálicos de las rocas ígneas intrusivas y los transportan hacia arriba donde pueden depositarse como un cuerpo de mena. Dependiendo de las condiciones, las acumulaciones resultantes pueden aparecer como yacimientos filonianos, yacimientos diseminados o, en los lugares donde las disoluciones hidrotermales alcanzan la superficie en forma de géiseres o manantiales calientes, como depósitos superficiales.

FIGURA 23.22. Gneis entrelazado con vetas de cuarzo en Diablo Lake Overlook, Parque Nacional de North Cascades, Washington (Foto de James E. Patterson).

FIGURA 23.23. Algunos yacimientos hidrotermales se forman debido a la circulación del agua subterránea caliente en zonas donde el magma es cercano a la superficie, como en el Parque Nacional Yellowstone (Foto de Rob Tilley/www.DanitaDelimont).

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas resulta claro que algunos yacimientos hidrotermales se originaron a lo largo de antiguas dorsales oceánicas. Un ejemplo bien conocido se encuentra en la isla de Chipre, donde se ha estado extrayendo cobre en minas durante más de 4.000 años. Aparentemente esos depósitos representan menas que se formaron en un centro de expansión de un antiguo fondo oceánico.

Desde mediados de los años setenta, se han detectado depósitos de sulfuros ricos en metales y fuentes termales en diversos lugares, incluidas áreas de estudio situadas a lo largo de la elevación del Pacífico oeste y la dorsal de Juan de Fuca. Los depósitos se están formando allí donde el agua marina caliente, rica en metales y azufre disueltos, brota del fondo del océano en forma de nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas negras hidrotermales.* Como se muestra en la Figura 23.24, el agua del mar se infiltra en la corteza oceánica caliente a lo largo de los flancos de la dorsal. Conforme el agua atraviesa el material recién formado,

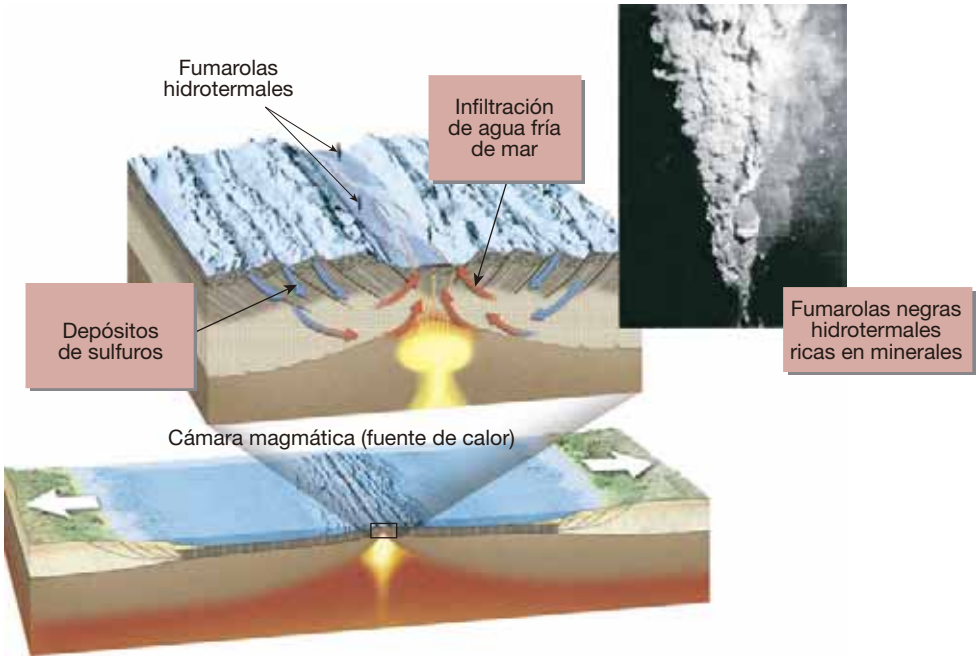


FIGURA 23.24. Pueden producirse depósitos de sulfuros masivos como consecuencia de la circulación del agua de mar a través de la corteza oceánica a lo largo de centros de expansión activos. A medida que el agua del mar se infiltra en la corteza basáltica caliente, lixivia azufre, hierro, cobre y otros metales. El fluido enriquecido y caliente vuelve al fondo del mar cerca del eje de la dorsal a lo largo de las fallas y las fracturas. Algunos sulfuros metálicos pueden precipitar en esos canales a medida que el fluido ascendente empieza a enfriarse. Cuando el líquido caliente emerge del fondo del océano y se mezcla con el agua fría del mar, los sulfuros precipitan para formar depósitos masivos. La foto muestra una vista aumentada de una fumarola negra escupiendo agua marina caliente y rica de minerales a lo largo de la elevación del Pacífico este (Foto de Robert Ballard, Woods Hole Oceanographic Institution).

se calienta y reacciona químicamente con el basalto, extrayendo y transportando azufre, hierro, cobre y otros metales. Cerca del eje de la dorsal, el fluido caliente rico en metales se eleva a lo largo de las fallas. Tras alcanzar el fondo del océano, el líquido arrojado se mezcla con el agua fría del mar y los sulfuros precipitan para formar depósitos de sulfuros masivos.

RECURSOS MINERALES Y PROCESOS METAMÓRFICOS

El papel del metamorfismo en la formación de yacimientos minerales suele ligarse a los procesos ígneos. Por ejemplo, muchos de los depósitos de menas metamórficas más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. La roca de caja es recristalizada y alterada químicamente por el calor, la presión y las disoluciones hidrotermales que emanan de un cuerpo ígneo en intrusión. El grado de alteración de la roca de caja depende de su naturaleza así como de la masa ígnea que haga intrusión.

Algunos materiales resistentes, como las areniscas ricas en cuarzo, pueden mostrar muy poca alteración, mientras que otros, entre ellos las calizas, pueden exhibir los efectos del metamorfismo durante varios kilómetros desde el plutón ígneo. A medida que los fluidos calientes ricos en iones atraviesan la caliza, tienen lugar reacciones químicas que producen minerales útiles, como el granate y el corindón. Además, esas reacciones liberan dióxido de carbono, que facilita en gran medida la migración ascendente de los iones metálicos. Por tanto, extensas aureolas de depósitos ricos en metales, frecuentemente, rodean los plutones ígneos que han invadido los estratos de caliza.

Los minerales metálicos más comunes asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). Los depósitos de menas hidrotermales pueden estar diseminados a lo largo de la zona alterada o existir como masas concentradas localizadas cerca del cuerpo intrusivo o en la periferia de la zona metamórfica.

El metamorfismo regional puede generar también depósitos minerales útiles. Recordemos que, en los bordes de placa convergentes, la corteza oceánica, junto con los sedimentos que se han acumulado en los márgenes continentales, son transportados a grandes profundidades. En estos ambientes de alta temperatura y presión se alteran la mineralogía y la textura de los materiales subducidos, originando depósitos de minerales no metálicos como el talco y el grafito.

METEORIZACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES

La meteorización crea muchos depósitos minerales importantes concentrando cantidades pequeñas de metales, que están dispersos a través de la roca no meteorizada, en cantidades económicamente valiosas. Dicha transformación se denomina a menudo **enriquecimiento secundario** y tiene lugar de dos formas. En una situación, la meteorización química asociada con las aguas de percolación descendente, elimina los materiales indeseables de la roca en descomposición, dejando los elementos deseables enriquecidos en la zona superior del suelo. La otra forma es básicamente la opuesta de la primera. Es decir, los elementos deseables que se encuentran en bajo contenido cerca de la superficie son extraídos y transportados a zonas inferiores, donde se concentran.

Bauxita

La formación de *bauxita,* la mena principal de aluminio, es un ejemplo importante de una mena creada como consecuencia de enriquecimiento mediante procesos de meteorización (Figura 23.25). Aunque el aluminio es el tercer elemento más abundante sobre la corteza terrestre, no es común encontrar concentraciones económicamente valiosas de este importante metal, porque la mayor parte del aluminio aparece en los silicatos de los que es extremadamente difícil extraer.

La bauxita se forma en los climas tropicales lluviosos, en asociación con las lateritas. (De hecho, a veces se hace referencia a la bauxita como la laterita de aluminio.)

FIGURA 23.25. La bauxita es la mena de aluminio y se forma como consecuencia de procesos de meteorización bajo condiciones tropicales. Su color oscila entre el rojo o el marrón y el casi blanco (Foto de E. J. Tarbuck).

Cuando la roca madre rica en aluminio se ve sometida a la meteorización química intensa y prolongada de los trópicos, la mayor parte de los elementos comunes, entre ellos el calcio, el sodio y el silicio, son eliminados por lixiviación. Dado que el aluminio es extremadamente insoluble, se concentra en el suelo como bauxita, óxidos de aluminio hidratados. Por tanto, la formación de bauxita depende tanto de las condiciones climáticas, en las que la meteorización química y la lixiviación son intensas, como de la presencia de una roca madre rica en aluminio. También en suelos lateríticos se encuentran depósitos importantes de níquel y cobalto que se desarrollan a partir de rocas ígneas ricas en silicatos ferromagnesianos.

Otros yacimientos

Muchos yacimientos de cobre y plata se originan cuando los procesos de meteorización concentran los metales que están depositados a través de una mena primaria de bajo grado. Normalmente, dicho enriquecimiento se produce en depósitos que contienen pirita (FeS_2), el sulfuro más común y generalizado. La pirita es importante porque, cuando es meteorizada químicamente, forma ácido sulfúrico, que permite la disolución de los metales de la mena por las aguas de percolación. Una vez disueltos, los metales migran gradualmente hacia abajo a través de la mena primaria hasta que precipitan. El depósito tiene lugar debido a los cambios químicos que se producen en la disolución cuando alcanza la zona de aguas subterráneas (zona debajo de la superficie donde todos los espacios porosos están ocupados por agua). De esta manera, el pequeño porcentaje de metal disperso puede eliminarse de un gran volumen de roca y volver a depositarse en forma de una mena de grado más alto en un volumen de roca menor.

Este proceso de enriquecimiento es responsable del éxito económico de muchos depósitos de cobre, entre ellos uno localizado en Miami, Arizona. Aquí la mena aumentó su valor desde menos de un 1 por ciento de contenido en cobre, en el depósito primario, hasta un 5 por ciento en algunas zonas localizadas de enriquecimiento. Cuando la pirita experimenta meteorización (se oxida) cerca de la superficie, quedan restos de óxido de hierro. La presencia de esas masas herrumbrosas en la superficie indica la posibilidad de que haya una mena enriquecida debajo, y esto representa una evidencia visual para los prospectores.

YACIMIENTOS DE PLACERES

La selección origina normalmente que granos de tamaño similar se depositen juntos. Sin embargo, también se produce selección en función del peso específico de las

partículas. Este último tipo de selección es el responsable de la creación de los **yacimientos de placeres**, que son depósitos formados cuando los minerales pesados son concentrados mecánicamente por las corrientes. Los depósitos de placeres asociados con corrientes de agua se cuentan entre los más comunes y mejor conocidos, pero la acción selectiva de las olas también puede crear depósitos de placeres a lo largo de la costa. Estos yacimientos contienen normalmente minerales que no son solo pesados, sino que también son duraderos (para resistir la destrucción física durante el transporte) y resistentes desde el punto de vista químico (para soportar los procesos de meteorización). Los placeres se forman porque los minerales pesados se depositan rápidamente desde una corriente, mientras que las partículas menos densas permanecen en suspensión y son transportadas. Entre los lugares habituales de acumulación se cuentan las barras de meandro, en los interiores de los meandros, así como las grietas, las depresiones y otras irregularidades en los cauces de los ríos.

Existen muchos yacimientos de placeres económicamente importantes; los más conocidos son las acumulaciones de oro. De hecho, fueron los depósitos de placeres descubiertos en 1848 los que indujeron la famosa fiebre del oro californiana. Años después, depósitos similares crearon otra fiebre en Alaska (Figura 23.26). La búsqueda de oro lavando la arena y la grava en una cazuela plana para concentrar el fino «polvo» en el fondo fue el método habitual utilizado por los primeros prospectores para recuperar el metal precioso, siendo un proceso similar al que creó los depósitos de placeres.

Además del oro, otros minerales pesados y resistentes forman yacimientos de placeres. Entre ellos se cuentan el platino, los diamantes y el estaño. Los Urales contienen depósitos de placeres ricos en platino, y son fuentes importantes de diamantes en Sudáfrica. Porciones importantes del suministro mundial de casiterita, la mena principal de estaño, se han obtenido a partir de depósitos de placeres en Malasia e Indonesia. La casiterita suele estar diseminada en rocas ígneas graníticas. En este estado, el mineral no está lo bastante concentrado como para ser extraído rentablemente. Sin embargo, a medida que se disuelve y se desintegra la roca que la encierra, quedan libres los granos de casiterita, pesados y resistentes. Por último, las partículas liberadas alcanzan una corriente de agua donde crean depósitos de placeres estando significativamente más concentrados que en el depósito original. Circunstancias y acontecimientos similares son comunes para muchos minerales que se obtienen de yacimientos de placeres.

A veces los alumnos preguntan…

¿Qué tama o tenía la mayor pepita de oro jamás descubierta?

La mayor pepita de oro jamás descubierta fue la pepita Welcome Stranger, encontrada en 1869 tres centímetros bajo la superficie entre las raíces de un árbol Corteza fibrosa (Stringybark) en la región minera de extracción de oro de Victoria, Australia. Pesaba 95 kilogramos. La mayor pepita de oro que se sabe que todavía existe en la actualidad es la pepita Hand of Faith, que se encontró en 1980 cerca de Kingower, Victoria, Australia. Se encontró con un detector de metales y pesa 27,2 kg. Vendida en 1982, se exhibe ahora en el casino Golden Nugget de Las Vegas, Nevada.

A.

B.

FIGURA 23.26. A. Lo que produjo la fiebre del oro en 1848 en California fueron los yacimientos de placeres. En esta foto un buscador en 1850 batea, separando la arena y el barro de las pepitas de oro (Foto cortesía del Seaver Center for Western History Research, Los Angeles County Museum of Natural History). B. Esta imagen histórica de 1915 muestra una gran dragadora extrayendo oro de un yacimiento de placeres en el río Klondike (Foto de la Library of Congress).

En algunos casos, si puede localizarse la roca madre de un yacimiento de tipo placer, también puede convertirse en una mena importante. Siguiendo los yacimientos de placeres corriente arriba, a veces pueden localizarse los yacimientos originales. Así fue como se encontraron los filones de oro del Mother Lode en el batolito de la Sierra Nevada de California, así como las famosas minas de diamantes Kimberly de Sudáfrica. Los yacimientos de placeres se descubrieron primero; su fuente algo más tarde.

RECURSOS MINERALES NO METÁLICOS

Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan debido a los metales que contienen se suelen denominar **recursos minerales no metálicos**. Nótese que el uso de la palabra «mineral» es muy amplio en este contexto económico, y es bastante diferente de la definición geológica estricta de mineral estudiada en el Capítulo 3. Los recursos minerales no metálicos se extraen y se procesan por los elementos no metálicos que contienen o por las propiedades químicas y físicas que poseen.

A menudo, no nos damos cuenta de la importancia de los minerales no metálicos, porque se consideran solo los productos que resultaron de su utilización y no los minerales en sí mismos. Es decir, muchos minerales no metálicos se utilizan en el proceso de creación de otros productos. Son ejemplos la fluorita y la caliza, que forman parte del proceso de fabricación del acero, los abrasivos necesarios para fabricar una pieza de maquinaria y los fertilizantes necesarios para el crecimiento de una cosecha (Tabla 23.4).

Las cantidades de minerales no metálicos utilizados cada año son enormes. Un vistazo a la Figura 23.2 nos recuerda que el consumo *per capita* de recursos no combustibles en Estados Unidos constituye un total de cerca de 11 toneladas, de las cuales alrededor del 94 por ciento son no metálicos. Los recursos minerales no metálicos se dividen normalmente en dos amplios grupos: *materiales de construcción* y *minerales industriales.* Dado que algunas sustancias tienen muchos usos diferentes, se encuentran en las dos categorías. La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, es el mejor ejemplo. Como material de construcción, se utiliza no solo como material aglomerante, cal, piedra de construcción, sino también para fabricar el cemento. Además, como mineral industrial, la caliza es un ingrediente en la fabricación del acero y se utiliza en la agricultura para neutralizar los suelos.

Tabla 23.4. Lugares donde aparecen y usos de los minerales no metálicos

Mineral	Usos	Lugares de aparición
Apatito	Fertilizantes fosfatados	Depósitos sedimentarios
Asbestos	Fibras incombustibles	Alteración metamórfica
Azufre	Productos químicos; fabricación de fertilizantes	Depósitos sedimentarios; yacimientos hidrotermales
Calcita	Agregados; fabricación del acero; acondicionamiento del suelo; productos químicos; cemento; piedra de construcción	Depósitos sedimentarios
Corindón	Gemas; abrasivos	Yacimientos metamórficos
Cuarzo	Ingrediente principal del vidrio	Intrusiones ígneas; depósitos sedimentarios
Diamante	Gemas; abrasivos	Diatremas de kimberlita; depósitos de placeres
Fluorita	Fabricación de acero; purificación del aluminio; vidrio; productos químicos	Yacimientos hidrotermales
Grafito	Mina de los lápices; lubricantes; refractarios	Yacimientos metamórficos
Granate	Abrasivos; gemas	Yacimientos metamórficos
Halita	Sal de mesa; productos químicos; control del hielo	Depósitos de evaporitas; domos de sal
Minerales de la arcilla	Cerámica; porcelana	Producto residual de la meteorización
Muscovita	Aislante en aplicaciones eléctricas	Pegmatitas
Silvina	Fertilizantes de potasio	Depósitos de evaporitas
Talco	Polvo utilizado en las pinturas, los cosméticos, etc.	Yacimientos metamórficos
Yeso	Yeso blanco	Depósitos de evaporitas

Materiales de construcción

Los áridos naturales son en roca triturada, arena y grava. Desde el punto de vista de la cantidad y de su valor, los áridos son un material de construcción muy importante. Estados Unidos produce casi 2.000 millones de toneladas de áridos por año, lo que representa alrededor de la mitad del volumen minero no energético total del país. Se produce comercialmente en todos los estados y se utiliza casi en todo tipo de construcción de edificios y en la mayoría de los proyectos de obras públicas (Figura 23.27).

Además de los áridos, otros importantes materiales de construcción son el yeso para argamasa y recubrimiento de paredes, la arcilla para los ladrillos y las tejas, y el cemento, que está hecho de caliza y lutita. El cemento y los áridos conforman el hormigón, un material que es esencial prácticamente para todo tipo de construcciones. Los áridos proporcionan al hormigón su resistencia y su volumen, y el cemento une la mezcla dando una sustancia similar a una roca dura. Tan solo 2 km de autopista precisan más de 85 toneladas de áridos. A una menor escala, se necesitan 90 toneladas de áridos simplemente para construir una casa media de 6 habitaciones.

Dado que la mayoría de los materiales de construcción están ampliamente distribuidos y presentes en cantidades casi ilimitadas, tienen poco valor intrínseco. Su valor económico surge solo después de que los materiales han sido extraídos del terreno y procesados. Dado que su valor por tonelada, en comparación con los metales y los minerales industriales, es bajo, las operaciones de minería y excavación se realizan normalmente para satisfacer las necesidades locales. Excepto para los tipos especiales de rocas ornamentales utilizadas para los edificios y los monumentos, los costes de transporte limitan en gran medida la distancia a que pueden moverse los materiales de construcción.

Minerales industriales

Muchos recursos no metálicos se clasifican como minerales industriales. En algunos casos, estos materiales son importantes, porque son fuente de elementos químicos o compuestos específicos. Dichos minerales se utilizan en la fabricación de productos químicos y en la producción de fertilizantes. En otros casos, su importancia está relacionada con las propiedades físicas que muestran. Son ejemplos minerales el corindón y el granate, que se utilizan como abrasivos. Aunque los suministros son cuantiosos, la mayoría de los minerales industriales no son tan abundantes como los materiales de construcción. Además, la extensión y la distribución de los depósitos están mucho más restringidas. Como consecuencia, muchos de esos recursos no metálicos deben transportarse a distancias considerables, que, por

FIGURA 23.27. Para el hormigón se utiliza principalmente cemento y arena y grava en la industria de la construcción, para edificios residenciales y comerciales, puentes y aeropuertos y para la construcción de autopistas, junto con las mezclas asfálticas (Foto de Robert Ginn/PhotoEdit).

supuesto, incrementan su coste. A diferencia de la mayoría de los materiales de construcción, que necesitan un mínimo de tratamiento antes de estar listos para usarse, muchos minerales industriales precisan un considerable procesamiento para extraer la sustancia deseada en el grado de pureza adecuado necesario para su utilización final.

Fertilizantes

El crecimiento de la población mundial, que ha llegado a los 7.000 millones, exige que la producción de cosechas alimentarias básicas siga aumentando. Por tanto, los fertilizantes, sobre todo los compuestos de nitrato, fosfato y potasio, son extremadamente importantes para la agricultura. La industria de nitratos sintéticos, que deriva del nitrógeno atmosférico, es la fuente de prácticamente todos los fertilizantes nitrogenados del mundo. La fuente principal de fósforo y de potasio, sin embargo, sigue siendo la corteza terrestre. El mineral apatito es la fuente primaria de fosfatos. En Estados Unidos, la mayor producción procede de los depósitos sedimentarios marinos de Florida y Carolina del Norte (Figura 23.28). Aunque el potasio es un elemento abundante en muchos minerales, las principales fuentes comerciales son los depósitos de evaporitas que contienen el mineral silvina. En Estados Unidos, los depósitos que hay cerca de Carlsbad, Nuevo México, han sido especialmente importantes. La fotografía que abre el capítulo muestra una operación de minería en el Sur de Utah en la que se produce potasio (llamado comúnmente potasa).

FIGURA 23.28. Gran mina de fosfatos de fosa abierta en Florida. El mineral apatita, portador de fósforo, es un fosfato de calcio asociado con los huesos y los dientes. Los peces y otros organismos marinos extraen fosfato del agua marina y forman apatita. Estos depósitos sedimentarios están asociados con el fondo de un mar somero (Foto de C. Davidson/Comstock).

Azufre

Debido a sus diversos usos, el azufre es un importante recurso no metálico. De hecho, la cantidad de azufre utilizada se considera un índice del nivel de industrialización de un país. Más del 80 por ciento se utiliza para la producción de ácido sulfúrico. Aunque su uso principal es la fabricación de fosfatos para fertilizantes, el ácido sulfúrico tiene además un sinfín de otras aplicaciones. Entre sus fuentes se cuentan los depósitos de azufre nativo asociados con domos de sal y áreas volcánicas, así como los sulfuros de hierro, como la pirita. En los últimos años una fuente cada vez más importante ha sido el azufre extraído del carbón, el petróleo y el gas natural, para conseguir que esos combustibles sean menos contaminantes.

Sal

La sal común, conocida por el mineral denominado *halita* es otro recurso versátil e importante. Se cuenta entre los minerales no metálicos más destacados utilizados como materia prima en la industria química. Además, se utilizan grandes cantidades para «ablandar» el agua y para eliminar el hielo de las calles y las carreteras. Por supuesto, todos nosotros sabemos que es también un nutriente básico y parte de muchos productos alimenticios.

La sal es una roca evaporítica común que se explota en potentes depósitos utilizando técnicas de minería subterránea. Los depósitos subsuperficiales se explotan también utilizando pozos de salmuera en los cuales se introduce una tubería en un depósito de sal y se inyecta agua hacia el interior. La sal disuelta por el agua es extraída a la superficie a través de una segunda tubería. Además, el agua de mar sigue sirviendo como fuente de sal, igual que ha ocurrido durante siglos. La sal se recoge después de que el Sol evapora el agua.

A veces los alumnos preguntan…

¿Podríamos saber un poco más sobre las lagunas de vivos colores de la foto que abre el capítulo?

Por supuesto. La potasa (cloruro de potasio) de este emplazamiento se obtiene mediante un sistema que combina la minería de disolución y la evaporación solar. El agua del cercano río Colorado se inyecta en los depósitos de cloruro de potasio que están a 1 kilómetro de profundidad bajo la superficie. El agua rica en minerales (salmuera) se sube a la superficie y se transporta en tuberías hasta las unas profundas que ocupan un 1,62 kilómetro . El agua se evapora dejando atrás depósitos de cloruro de potasio y sal común (cloruro de sodio). Se añade un tinte azul para ayudar con el proceso de evaporación. Los cristales se recogen y se envían a un molino donde se separa la potasa de la sal mediante un método de flotación. El proceso de la evaporación solar funciona adecuadamente en el clima seco y soleado del sur de Utah.

CAPÍTULO 23 Energía y recursos minerales

RESUMEN

- Los *recursos renovables* pueden recuperarse en lapsos de tiempo relativamente cortos. Son ejemplos de ellos las fibras naturales para la ropa, y los árboles para la obtención de madera. Los *recursos no renovables* se forman tan despacio que, desde un punto de vista humano, la Tierra contiene suministros fijos. Son ejemplos los combustibles como el carbón y el petróleo, y los metales como el cobre y el oro. Una población mundial en crecimiento rápido y el deseo de un mejor nivel de vida hace que los recursos no renovables se agoten a un ritmo creciente.
- El *carbón,* el *petróleo* y el *gas natural,* los *combustibles fósiles* de nuestra economía moderna, están todos asociados con las rocas sedimentarias. El carbón se origina a partir de grandes cantidades de restos vegetales que se acumulan en un ambiente empobrecido en oxígeno, como un pantano. Más del 70 por ciento del carbón que se utiliza en la actualidad es para la generación de electricidad. La contaminación atmosférica producida por los gases de óxido de azufre que se forman por la combustión de la mayoría de los tipos de carbón constituye un problema ambiental destacable.
- El petróleo y el gas natural, que aparecen normalmente juntos en los poros de algunas rocas sedimentarias, consisten en mezclas de diversos *hidrocarburos* (compuestos de hidrógeno y de carbono). La formación del petróleo está asociada con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos animales y vegetales que son enterrados y aislados en un entorno deficitario en oxígeno. A medida que el petróleo y el gas natural se forman, migran y se acumulan en capas permeables adyacentes, como las areniscas. Si un estrato de roca impermeable, a la que se denomina *roca de tapa,* interrumpe la migración ascendente se desarrolla un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra, denominada *trampa petrolífera.* Las dos condiciones básicas comunes para todas las trampas petrolíferas son: (1) una *roca almacén* porosa y permeable que suministrará petróleo, gas natural, o las dos cosas, en cantidades suficientes, y (2) una roca de tapa impermeable.
- Cuando los recursos petrolíferos convencionales ya no sean adecuados, las *arenas asfálticas* y las *lutitas bituminosas* pueden sustituirlos. En la actualidad, las arenas asfálticas de la provincia de Alberta contribuyen de forma significativa a la producción petrolífera de Canadá. La producción de petróleo a partir de las lutitas bituminosas en la actualidad es antieconómica. La producción de petróleo de las arenas asfálticas y lutitas bituminosas tiene importantes inconvenientes ambientales.
- Alrededor del 84 por ciento de nuestra energía se deriva de los combustibles fósiles. En Estados Unidos, las fuentes de energía alternativa más importantes son la *energía nuclear* y la *energía hidroeléctrica.* Otras fuentes de energía alternativas son localmente importantes, pero en conjunto proporcionan aproximadamente el 1 por ciento de la demanda energética de Estados Unidos. Entre ellas se cuentan la *energía solar,* la *energía geotérmica,* la *energía eólica* y la *energía mareal.*
- Los *recursos minerales* son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Estos recursos abarcan los depósitos ya identificados a partir de los cuales pueden extraerse rentablemente minerales, denominándose *reservas,* así como los depósitos conocidos que no son todavía económica ni tecnológicamente recuperables. Los depósitos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. El término *mena* se utiliza para indicar esos minerales metálicos útiles que pueden ser explotados para obtener beneficio, así como algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre, que contienen sustancias útiles.
- Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el plomo y el cobre, son generadas por procesos ígneos. Los yacimientos minerales metálicos más importantes y mejor conocidos son generados a partir de *disoluciones hidrotermales* (agua caliente). Los depósitos hidrotermales se originan a partir de fluidos calientes ricos en metales que son restos de procesos magmáticos en etapas tardías. Esas disoluciones ricas en iones se mueven a lo largo de fracturas o de planos de estratificación, se enfrían y precipitan los iones metálicos para originar *yacimientos filonianos.* En un *yacimientos diseminado* (por ejemplo, muchos de los depósitos de cobre del mundo) las menas de las disoluciones hidrotermales se distribuyen en forma de pequeñas masas por toda la masa rocosa.
- Muchos de los yacimientos minerales metálicos metamórficos más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. Extensas aureolas de depósitos ricos en metales rodean habitualmente los cuerpos ígneos donde los iones han invadido estratos de calizas. Los minerales metálicos más comunes

asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). De importancia económica similar son las propias rocas metamórficas. En muchas regiones, la pizarra, el mármol y la cuarcita se extraen para diversos tipos de construcción.

- La meteorización crea yacimientos minerales metálicos mediante la concentración de metales en depósitos económicamente valiosos. El proceso, frecuentemente denominado *enriquecimiento secundario*, se lleva a cabo: (1) por extracción de los materiales indeseables, dejando los elementos deseados enriquecidos en las zonas superiores del suelo, (2) por eliminación y transporte de los elementos deseables a zonas inferiores, donde se depositan y se concentran. La *bauxita*, la mena principal de aluminio, se ha formado como resultado del enriquecimiento mediante procesos de meteorización. Además, muchos depósitos de cobre y plata se producen cuando los procesos de meteorización concentran los metales que estuvieron inicialmente dispersos en una mena primaria de bajo grado.
- Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan por los metales que contienen se denominan *recursos no metálicos.* Muchos son sedimentos o rocas sedimentarias. Los dos grupos grandes de recursos no metálicos son los *materiales de construcción* y los *minerales industriales.* La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, se encuentra en ambos grupos.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

combustible fósil, 750
disolución hidrotermal, 768
energía geotérmica, 761
energía hidroeléctrica, 761
enriquecimiento secundario, 771
fisión nuclear, 756
mena, 765
pegmatita, 767
recurso mineral, 765
recurso mineral no metálico, 773
recurso no renovable, 748
recurso renovable, 748
reserva, 765
roca almacén, 752
roca de tapa impermeable, 752
trampa petrolífera, 752
yacimiento de placeres, 772
yacimiento diseminado, 769
yacimiento filoniano, 769

PREGUNTAS DE REPASO

1. Compare los recursos renovables con los no renovables. Dé uno o más ejemplos de cada uno.
2. ¿Qué población mundial se calcula para el año 2015? ¿Cómo se compara esto con las cifras de 1930 y de 1975? ¿Está creciendo la demanda de recursos tan deprisa como la población?
3. Más del 70 por ciento de la utilización actual del carbón se emplea ¿para qué propósito?
4. ¿Qué es una trampa petrolífera? Enumere dos condiciones comunes para todas las trampas petrolíferas.
5. Enumere dos desventajas asociadas con el procesamiento de las arenas asfálticas recuperadas mediante minería de superficie.
6. Estados Unidos tiene enormes depósitos de lutitas bituminosas, pero no produce petróleo de ellos de manera comercial. Explíquelo.
7. ¿Cuál es el combustible principal para los reactores de fisión nuclear?
8. Enumere dos obstáculos que han impedido el desarrollo de la energía nuclear como fuente de energía principal.
9. Describa brevemente dos métodos mediante los cuales la energía solar podría utilizarse para producir electricidad.
10. Explique por qué no duran indefinidamente las presas construidas para generar hidroelectricidad.
11. ¿Qué ventajas ofrece la producción de energía mareal? ¿Es probable que las mareas proporcionen siempre una parte significativa de los requerimientos de energía eléctrica mundiales?
12. Compare *recurso* con *reserva.*
13. ¿Qué podría hacer que un depósito mineral no considerado como reserva fuera reclasificado como tal?
14. Nombre dos tipos generales de yacimientos hidrotermales.
15. Los yacimientos minerales metálicos metamórficas están relacionados a menudo con procesos ígneos. Proporcione un ejemplo.
16. Nombre la mena principal de aluminio y describa su formación.
17. Una zona con color de herrumbre de óxido de hierro en la superficie puede indicar la presencia de

un depósito de cobre en profundidad. Explíquelo brevemente.

18. Describa brevemente cómo los minerales se acumulan en depósitos de placeres. Enumere cuatro minerales que se obtienen de estos depósitos.
19. ¿Cuál es mayor, el consumo *per capita* de recursos metálicos o el de recursos no metálicos?
20. Los recursos no metálicos suelen dividirse en dos grandes grupos. Nombre los dos grupos y algunos ejemplos de materiales que pertenezcan a cada uno. ¿Qué grupo está más ampliamente distribuido?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

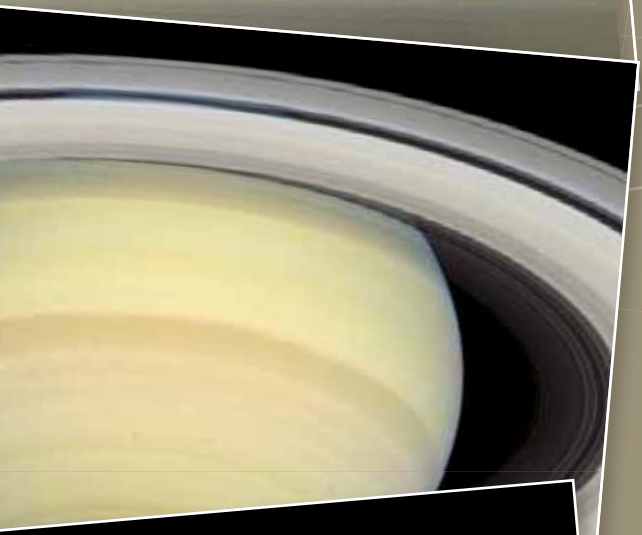
- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

CAPÍTULO 24

Geología planetaria*

* Este capítulo ha sido revisado con la ayuda de Teresa Tarbuck y Mark Watry.



La geología planetaria es el estudio de la formación y la evolución de los cuerpos de nuestro Sistema Solar, desde los ocho planetas hasta una miríada de pequeños objetos como lunas, asteroides, cometas y meteoroides. El estudio de estos objetos proporciona una valiosa información sobre los procesos dinámicos que operan en la Tierra. La comprensión de cómo evolucionan otras atmósferas ayuda a los científicos a elaborar modelos mejores para la predicción del cambio climático. A su vez, el estudio de los procesos tectónicos en otros planetas nos ayuda a apreciar cómo estas complejas interacciones alteran la Tierra. Además, comprobar cómo inciden las fuerzas erosivas en otros cuerpos puede ayudarnos a observar los diferentes procesos que crean las formas de relieve. Por último, se revela la singularidad de la Tierra como un cuerpo que alberga vida, mediante la investigación de otros cuerpos planetarios.

Quedan muchas preguntas sin respuesta. ¿Podrían los seres humanos habitar otro planeta? ¿Podemos extraer recursos de los asteroides o de la Luna y hacerlos llegar a la Tierra? ¿Está la Tierra en la trayectoria de colisión de otros cuerpos planetarios? Además de responder a estas cuestiones, la exploración espacial interplanetaria aspira a expandir nuestro entendimiento de los procesos y acontecimientos que crearon y modificaron el Sistema Solar.

NUESTRO SISTEMA SOLAR: UNA VISIÓN DE CONJUNTO

El Sol es el centro de un enorme sistema de rotación, de billones de kilómetros de anchura, que consta de ocho planetas, sus satélites y numerosos asteroides, cometas y meteoroides más pequeños (Figura 24.1). Se calcula que un 99,85 por ciento de la masa de nuestro Sistema Solar está representado por el Sol. El conjunto de los planetas constituye más del 0,15 por ciento restante. Los planetas, en orden desde el Sol, son: Mercurio, Venus, la Tierra, Marte, Júpiter, Urano y Neptuno (Figura 24.1). Plutón fue reclasificado recientemente como miembro de una nueva clase de cuerpos del Sistema Solar denominada *planetas enanos*.

Bajo el control de la fuerza gravitatoria del Sol, todos los planetas viajan en la misma dirección en órbitas ligeramente elípticas (Tabla 24.1). La gravedad hace que los planetas más cercanos al Sol se desplacen más deprisa. Así, Mercurio tiene el movimiento orbital más rápido, 48 km por segundo, y el periodo de revolución alrededor del Sol más corto, 88 días terrestres. Por el contrario, el planeta enano más distante, Plutón, tiene una velocidad orbital de tan solo 5 km por segundo y necesita 248 años terrestres para completar una revolución. La mayoría de los grandes cuerpos orbitan alrededor del Sol aproximadamente en el mismo plano. La inclinación de los planetas con respecto al plano orbital Tierra-Sol, que se conoce como la *eclíptica*, se representa en la Tabla 24.1.

Teoría de la nebulosa: formación del Sistema Solar

La **teoría de la nebulosa**, que explica la formación del Sistema Solar, postula que el Sol y los planetas se formaron a partir de una nube de gases interestelares en rotación (principalmente de hidrógeno y helio) y polvo denominada la **nebulosa solar**. Cuando la nebulosa solar se contrajo bajo la gravedad, la mayor parte del material se concentró en el centro, formándose así un *protosol*. Los materiales restantes formaron un disco grueso, aplanado y en rotación. La materia contenida en este disco fue enfriándose gradualmente y se condensó en granos y terrones de material rocoso y helado. Repetidas colisiones hicieron que, con el tiempo, la mayor parte del material se agrupara en objetos de tamaño similar al de los asteroides, denominados **planetesimales**.

La composición de los planetesimales estaba determinada sobre todo por su proximidad al protosol. Como

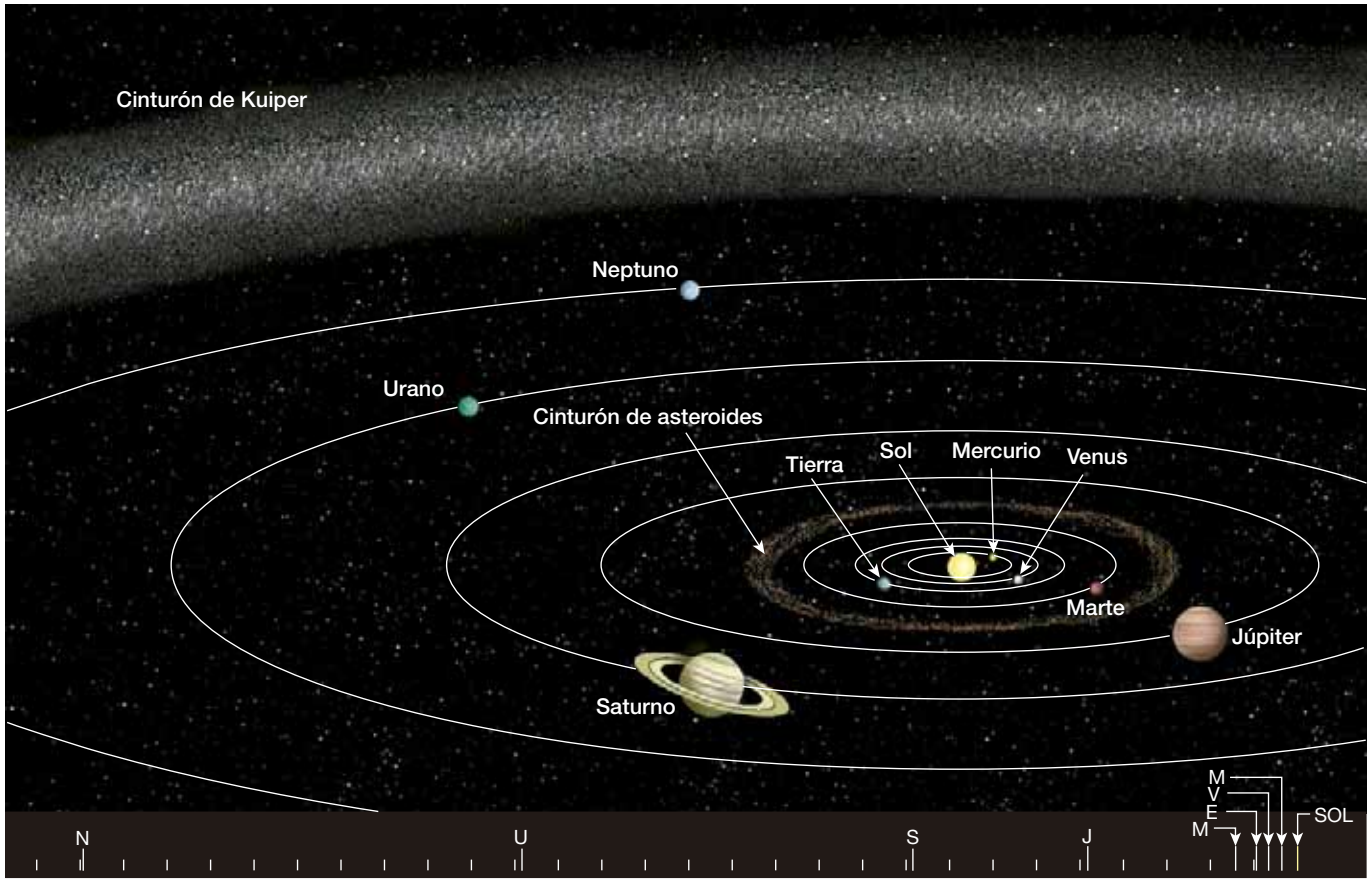


FIGURA 24.1. Órbitas de los planetas. Las posiciones de los planetas se muestran a escala en la parte inferior del diagrama.

Tabla 24.1. Datos planetarios.

Planeta	Símbolo	Distancia media desde el Sol		Periodos de revolución	Inclinación orbital	Velocidad orbital m s	
		UA	Millones de m				
Mercurio	☿	0,39	58	88^{d}	7 00	47,5	
Venus	♀	0,72	108	225^{d}	3 24	35,0	
Tierra	⊕	1,00	150	365,25^{d}	0 00	29,8	
Marte	♂	1,52	228	687^{d}	1 51	24,1	
Júpiter	♃	5,20	778	12^{yr}	1 18	13,1	
Saturno	♄	9,54	1.427	30^{yr}	2 29	9,6	
Uranio	♅	19,18	2.870	84^{yr}	0 46	6,8	
Neptuno	♆	30,06	4.497	165^{yr}	1 46	5,3	

Planeta	Periodo de rotación	Diámetro (m)	Masa relativa (Tierra)	Densidad media (g cm)	Aplanamiento polar ( )	Excentricidad	Número de satélites conocidos[2]
Mercurio	59^{d}	4.878	0,06	5,4	0,0	0,206	0
Venus	243^{d}	12.104	0,82	5,2	0,0	0,007	0
Tierra	23^{h}56^{m}04^{s}	12.756	1,00	5,5	0,3	0,017	1
Marte	24^{h}37^{m}23^{s}	6.794	0,11	3,9	0,5	0,093	2
Júpiter	9^{h}56^{m}	143.884	317,87	1,3	6,7	0,048	63
Saturno	10^{h}30^{m}	120.536	95,14	0,7	10,4	0,056	61
Uranio	17^{h}14^{m}	51.118	14,56	1,2	2,3	0,047	27
Neptuno	16^{h}07^{m}	50.530	17,21	1,7	1,8	0,009	13

* UA = Unidad astronómica, distancia media entre la Tierra y el Sol.
[1] La excentricidad es una medida de la desviación de la órbita desde una forma circular.
[2] Incluye todos los satélites descubiertos hasta agosto de 2009.

cabía esperar, las temperaturas eran más elevadas en el interior del Sistema Solar y disminuían hacia el borde exterior del disco. Por tanto, entre las órbitas actuales de Mercurio y Marte, los planetesimales estaban compuestos por materiales con elevadas temperaturas de fusión, metales y sustancias rocosas. Después, tras repetidas colisiones y acreción (agregación), estos cuerpos rocosos del tamaño de un asteroide se combinaron para formar los cuatros **protoplanetas** que con el tiempo se convertirían en Mercurio, Venus, la Tierra y Marte.

Los planetesimales que se formaron fuera de la órbita de Marte, donde las temperaturas eran bajas, contenían elevados porcentajes de hielos (agua, dióxido de carbono, amoniaco y metano), además de pequeñas cantidades de partículas rocosas y metálicas; fue a partir de estos planetesimales que acabaron formándose los cuatro planetesimales exteriores. La acumulación de hielos explica en parte los grandes tamaños y bajas densidades de los planetas exteriores. Los dos planetas más masivos, Júpiter y Saturno, tenían gravedades superficiales suficientes como para atraer y retener grandes cantidades de hidrógeno y helio, los elementos más ligeros.

Pasaron casi mil millones de años desde la formación de los protoplanetas hasta que los planetas acumularon por medio de la gravedad la mayor parte del derrubio interplanetario. Este fue un periodo de bombardeos intensos, a medida que los planetas limpiaban sus órbitas de mucho del material de desecho. Todavía es posible contemplar las «cicatrices» de este periodo en la superficie lunar. Pequeños cuerpos fueron lanzados a las órbitas de los planetas que se cruzaban y al espacio interestelar. Una pequeña parte de la materia interplanetaria que escapó a este convulso periodo se transformó en asteroides, cometas y meteoroides. En comparación, el Sistema Solar actual es un lugar mucho más tranquilo, aunque muchos de estos procesos continúan hoy a un menor ritmo.

Los planetas: estructuras internas, atmósferas y meteorología

Los planetas pueden dividirse en dos grupos, según su situación, tamaño y densidad: los **planetas terrestres** (parecidos a la Tierra) (Mercurio, Venus, la Tierra

y Marte) y los **planetas jovianos** (parecidos a Júpiter) (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno). Debido a sus localizaciones relativas, a los planetas terrestres se les denomina los *planetas interiores* y a los cuatro planetas jovianos se les suele denominar *planetas exteriores.* Existe una correlación entre las posiciones de los planetas y sus tamaños: los planetas interiores son bastante más pequeños que los exteriores, también denominados *gigantes gaseosos*. Por ejemplo, el diámetro de Neptuno (el planeta joviano más pequeño) es tres veces mayor que el de la Tierra o el de Venus. Además, la masa de Neptuno es 17 veces mayor que la correspondiente a la Tierra o a Venus (Figura 24.2).

Otras dimensiones en las cuales difieren son la densidad, la composición química, los periodos orbitales o la cantidad de satélites. Las variaciones en la composición química de los planetas son las principales responsables, de sus diferentes densidades. En concreto las densidades de los planetas terrestres tienen un valor medio de unas cinco veces la densidad del agua, mientras que los planetas jovianos tienen densidades medias de solo 1,5 veces la del agua. Saturno, tiene una densidad de solo 0,7 veces la del agua, lo que significa que Saturno flotaría en un depósito de agua lo bastante grande. Los planetas exteriores también se caracterizan por largos periodos orbitales y numerosos satélites.

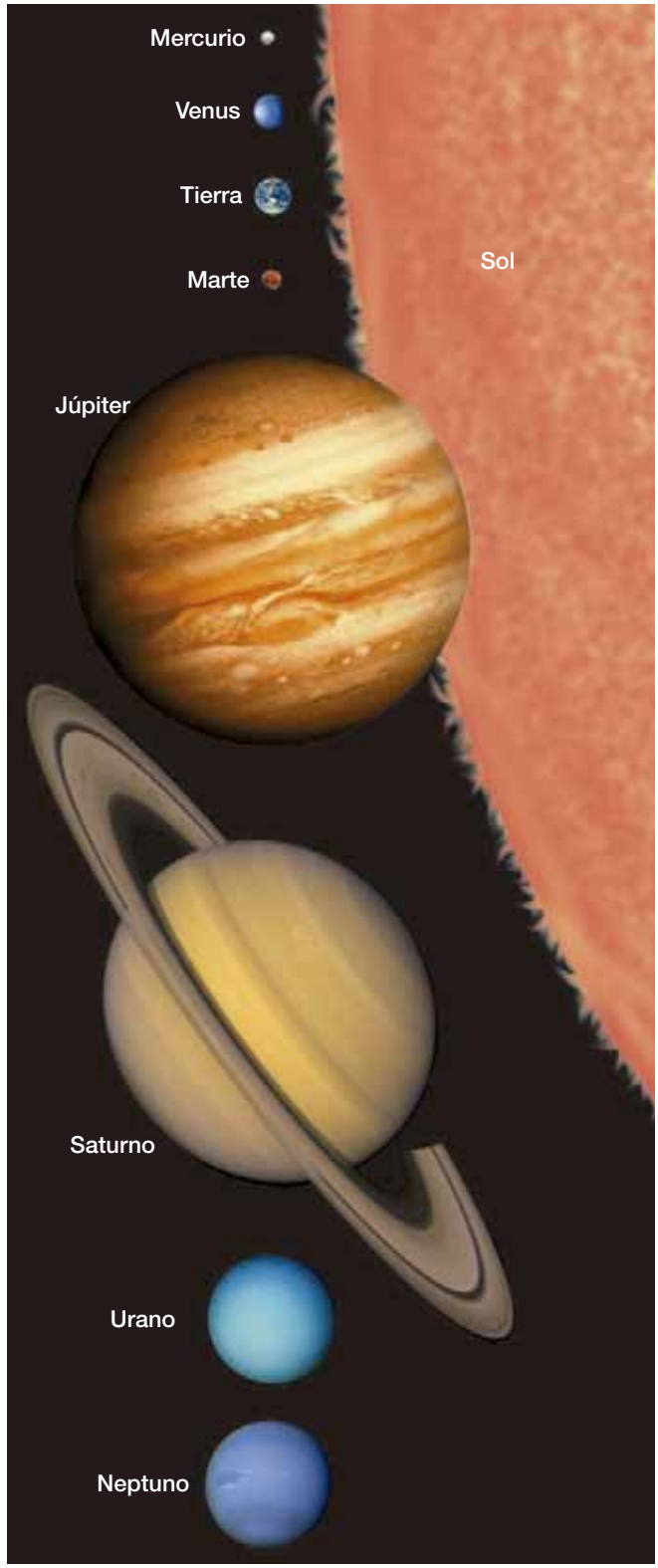


FIGURA 24.2. Los planetas dibujados a escala.

Estructuras internas

Recordemos que poco después de la formación de la Tierra, la segregación de material condujo a la formación de tres capas principales definidas por su composición química: la corteza, el manto y el núcleo. Este tipo de separación química se produjo también en otros planetas. Sin embargo, dado que los planetas terrestres son diferentes en su composición a los planetas jovianos, la naturaleza de estas capas difiere entre los dos grupos (Figura 24.3).

Los planetas terrestres son densos, con núcleos relativamente grandes constituidos por hierro, compuestos de hierro y níquel. Desde el centro al exterior va disminuyendo la cantidad de hierro metálico, a la vez que aumentan los silicatos rocosos. Los núcleos externos de la Tierra y de Mercurio son líquidos, y se cree que los de Venus y Marte están parcialmente fundidos, diferencia atribuible a que Venus y Marte tienen unas temperaturas internas más bajas que las de la Tierra y Mercurio. Los núcleos de los planetas terrestres están constituidos por silicatos y otros compuestos más ligeros. Por último, la corteza de silicatos de los planetas terrestres es relativamente delgada en comparación con el manto.

Los dos planetas jovianos más grandes, Júpiter y Saturno, cuentan con pequeños núcleos internos metálicos formados por compuestos de hierro a temperaturas y presiones extremadamente elevadas. Se cree que los núcleos externos de estos dos gigantes están constituidos de hidrógeno líquido metálico, mientras que los

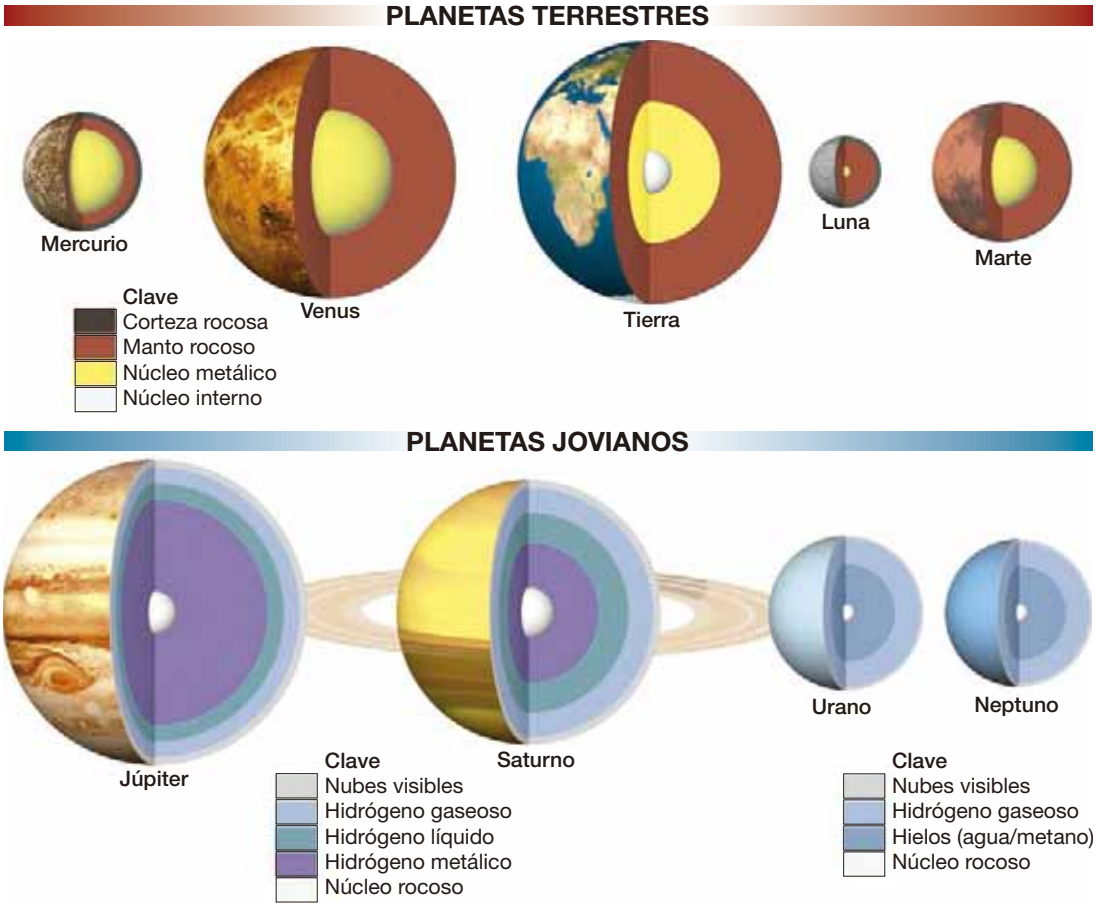


FIGURA 24.3. Comparación de las estructuras internas de los planetas.

mantos están compuestos por hidrógeno líquido y helio. Las capas más externas están formadas por gases y cristales de hidrógeno, helio, agua, amoniaco y metano que justifican la baja densidad de estos planetas. Urano y Neptuno también cuentan con pequeños núcleos metálicos pero es probable que sus mantos estén compuestos por agua caliente densa y amoniaco. La cantidad de hidrógeno y helio aumenta por encima de sus mantos, pero su concentración es mucho menor que en Júpiter y en Saturno.

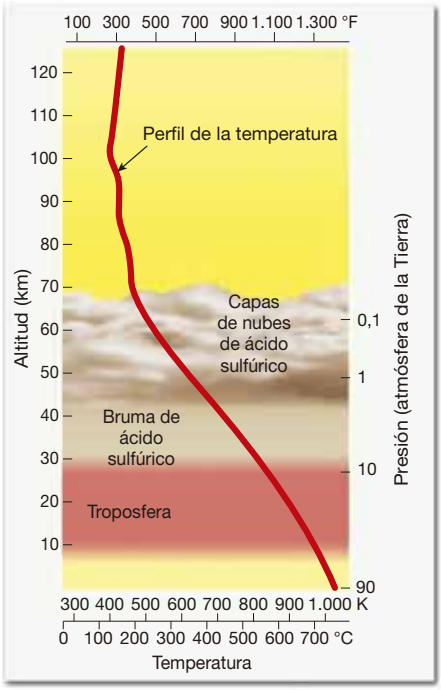
Todos los planetas, menos Venus y Marte, tienen importantes campos magnéticos generados por el flujo de sus núcleos externos líquidos, o sus mantos líquidos. Venus tiene un campo débil debido a la interacción entre el viento solar y su atmósfera superior (ionosfera) mientras que el débil campo magnético marciano se considera un remanente de cuando su interior estaba más caliente. Los campos magnéticos desempeñan un importante papel en la determinación de la naturaleza de la atmósfera de un planeta. Además, el campo magnético de un planeta puede proteger su superficie del bombardeo de partículas cargadas por el viento solar, condición imprescindible para la supervivencia de las formas de vida.

Las atmósferas de los planetas

En la Figura 24.4 se muestran las composiciones de las atmósferas planetarias. Los planetas jovianos tienen atmósferas muy gruesas compuestas principalmente por hidrógeno y helio, además de cantidades menores de agua, metano y amoniaco. Las atmósferas jovianas son tan gruesas que no existe un límite claro entre «atmósfera» y «planeta». Por el contrario, los planetas terrestres, entre ellos la Tierra, tienen atmósferas delgadas, compuestas por dióxido de carbono, nitrógeno y oxígeno.

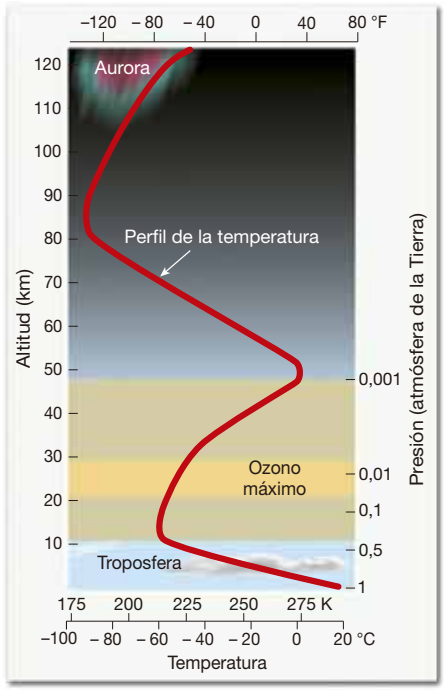
Dos factores explican estas notables diferencias: el calentamiento solar (temperatura) y la gravedad (Figura 24.5). Estas variables determinan qué gases planetarios fueron capturados, en caso de serlo alguno, por los planetas durante la formación del Sistema Solar y cuáles se retuvieron finalmente.

Durante la formación de los planetas, las zonas interiores del Sistema Solar en desarrollo estaban demasiado calientes como para que se condensaran los cristales y los gases. Por el contrario, los planetas jovianos se formaron cuando las temperaturas eran bajas y el calentamiento solar de los planetesimales era mínimo, favoreciendo así la condensación del vapor de agua, del



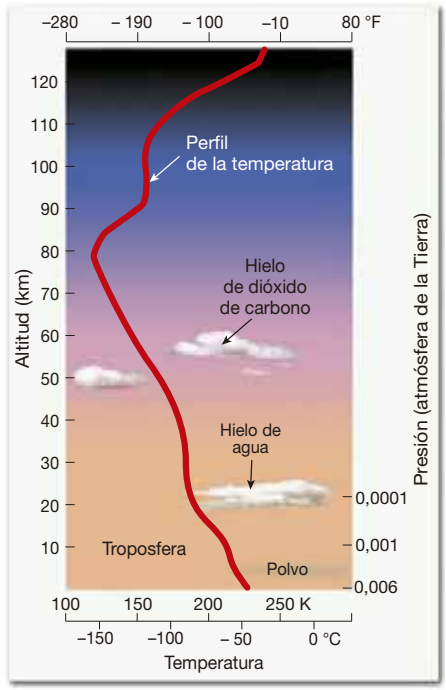
A. Venus

Composición:
96,5 % de dióxido de carbono
3,5 % de nitrógeno



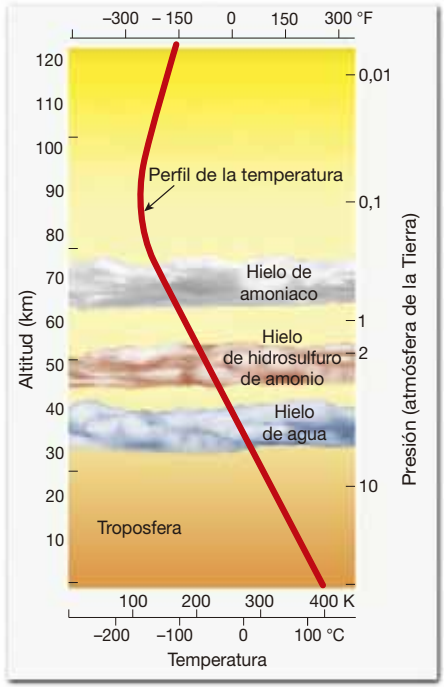
B. Tierra

Composición:
78 % de nitrógeno
21 % de oxígeno



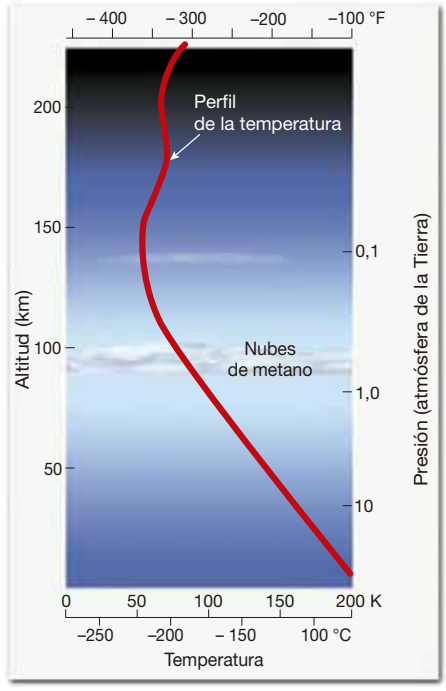
C. Marte

Composición:
95 % de dióxido de carbono
2,7 % de nitrógeno
1,6 % de argón



D. Júpiter

Composición:
90 % de hidrógeno
10 % de nitrógeno



E. Urano

Composición:
83 % de hidrógeno
15 % de helio

FIGURA 24.4. Comparación de las atmósferas de los planetas. La atmósfera de Júpiter es muy parecida a la de Saturno, mientras que se cree que la estructura de la atmósfera de Urano puede ser parecida a la de Neptuno.

amoniaco y del metano en hielos. Por tanto, los gigantes gaseosos contienen grandes cantidades de estos elementos volátiles. A medida que los planetas crecían, los planetas jovianos mayores, como Júpiter y Saturno, iban atrayendo también grandes cantidades de los gases más livianos, el hidrógeno o el helio.

¿Cómo adquirió la Tierra el agua y otros gases volátiles? Parece que cuando comenzó la historia del Sistema Solar, los tirones gravitacionales de los protoplanetas en formación forzaron órbitas muy excéntricas en los planetesimales. Como consecuencia, la Tierra sufrió el bombardeo de objetos helados que provenían de más allá de la órbita marciana. Este fue un acontecimiento fortuito para los organismos que viven hoy en nuestro planeta.

Mercurio, nuestra Luna y muchos otros cuerpos pequeños carecen de atmósferas significativas, aunque es muy probable que fueran bombardeados por objetos helados cuando empezaron a formarse. Los cuerpos sin aire se desarrollan cuando el calentamiento solar supera un nivel determinado, que depende de la fuerza de la gravedad del cuerpo (*véase* Figura 24.5). Dicho de forma más simple, los planetas *menos masivos* tienen más oportunidades de perder sus atmósferas, porque las moléculas de gas necesitan menos velocidad para escapar de sus débiles gravedades. En comparación, los cuerpos calientes con poca gravedad superficial, como nuestra Luna, son incapaces de retener incluso los gases pesados como el dióxido de carbono y el nitrógeno. En Mercurio hay cantidades muy pequeñas de gas.

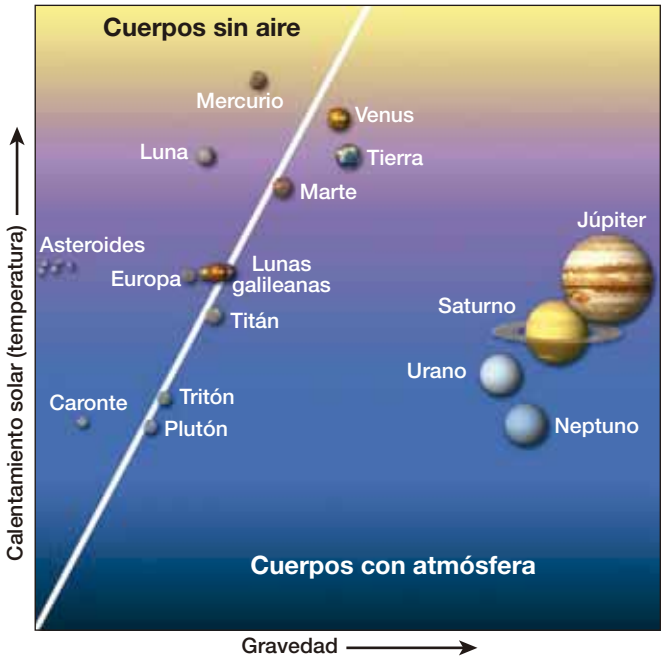


FIGURA 24.5. Entre los factores que explican por qué algunos cuerpos tienen gruesas atmósferas se encuentran: el calentamiento solar (la temperatura) y la gravedad. Los mundos sin aire son relativamente calientes y tienen una gravedad muy débil. Los cuerpos con atmósfera significativa tienen un calentamiento débil y una fuerte gravedad.

Los planetas terrestres ligeramente mayores como la Tierra, Venus y Marte retienen algunos gases pesados, como el dióxido de carbono, pero incluso así sus atmósferas constituyen solo una porción infinitesimalmente pequeña de sus masas totales. Cuando comenzaron a desarrollarse, es probable que los planetas terrestres tuvieran atmósferas mucho más densas. Con el tiempo, sin embargo, estas atmósferas primitivas fueron cambiando gradualmente, a medida que ciertos gases se volatilizaban al espacio. Por ejemplo, la atmósfera terrestre continúa expulsando helio e hidrógeno (los dos gases más ligeros) al espacio. Este fenómeno sucede cerca de la parte superior de la atmósfera terrestre, donde el aire es tan tenue que nada impide que los iones de movimiento más rápido se escapen al espacio. La velocidad necesaria para escapar de la gravedad de un planeta se denomina **velocidad de escape**. Como el hidrógeno es el gas más ligero, alcanza con mucha facilidad el espacio necesario para vencer la gravedad terrestre.

En algún momento en el futuro lejano, la pérdida de hidrógeno (uno de los componentes del agua) acabará «secando» los océanos terrestres, culminando su ciclo hidrológico. Sin embargo, puede que la vida aún perdure en las regiones polares de la Tierra.

Dado que Marte y Venus carecen de campos magnéticos significativos, sus atmósferas superiores están expuestas a la fuerza bruta del viento solar, constituido por partículas cargadas en rápido movimiento. Sin un campo magnético que pueda proteger sus atmósferas, el viento solar atrapa los gases ionizados y los transporta al espacio exterior. La atmósfera marciana está enriquecida en isótopos pesados del nitrógeno y del carbono (dióxido de carbono), lo que apunta a que ha perdido hasta un 90 por ciento de su atmósfera primitiva.

Los planetas jovianos masivos, debido a sus mayores gravedades superficiales, tienen más posibilidades de retener sus atmósferas. Además, debido a su gran distancia del Sol, las temperaturas existentes en sus atmósferas superiores son extremadamente frías. Un ejemplo es el límite de las nubes de la atmósfera de Neptuno, cuya temperatura es de unos −218 °C, uno de los lugares más fríos del Sistema Solar. Dado que el movimiento molecular de un gas es dependiente de la temperatura, hasta el hidrógeno y el helio se mueven con demasiada lentitud como para escapar de la fuerza gravitatoria de estos grandes planetas, lo que explica en parte por qué los planetas más alejados han podido conservar sus gruesas atmósferas.

Meteorología

Los planetas, a excepción de Mercurio, tienen nubes, circulación atmosférica y tormentas. La amplia variedad de composiciones de las nubes se muestra en la Figura 24.4. Las nubes de Venus están compuestas por ácido sulfúrico (H_2SO_4) y dióxido de azufre (SO_2). En la Tierra hay nubes de agua (H_2O), mientras que las atmósferas de los planetas jovianos cuentan con nubes heladas de amoniaco (NH_3), metano (NH_4) y agua (H_2O).

La velocidad del viento varía notablemente de unos planetas a otros y se ve tremendamente afectada por la energía recibida del Sol, o de sus interiores en el caso de los planetas jovianos. Las superficies planetarias no reciben un calor uniforme (reciben más energía en el ecuador), lo que provoca sistemas meteorológicos dinámicos y corrientes de aire muy veloces denominadas *corrientes en chorro*.

En los planetas jovianos son comunes velocidades del viento superiores a 360 km por hora. Se han detectado relámpagos y *whistlers* (un fenómeno asociado a los relámpagos) en todos los planetas salvo en Mercurio y en Marte, cuyas atmósferas son muy delgadas.

En la Tierra hay dos tipos de tormentas bien organizadas: los ciclones de las latitudes medias y los huracanes. En Marte las tormentas de polvo cubren casi todo el planeta en ocasiones, y en los planetas jovianos hay descomunales sistemas rotativos de tormentas. Destaca el Gran Punto Rojo de Júpiter, una tormenta que gira en el sentido contrario al de las agujas del reloj atrapada entre dos corrientes atmosféricas del tipo de las corrientes en chorro que fluyen en direcciones opuestas (Figura 24.6). Esta enorme tormenta huracanada (cuyo tamaño duplica al de la Tierra) completa su rotación una vez cada 12 días terrestres y ha estado en movimiento desde hace al menos 300 años.

Saturno alberga una tormenta de rápida rotación denominada el Gran Punto Blanco. El Gran Punto Oscuro de Neptuno fue descubierto en 1989 (Figura 24.7). Observaciones ulteriores del Gran Punto Oscuro realizadas por el telescopio espacial Hubble en 1994 revelaron la desaparición de esta tormenta, que fue reemplazada por otro punto oscuro en el hemisferio norte del planeta. A diferencia del Gran Punto Rojo de Júpiter, esta estructura parece ser un agujero en la nube de metano de Neptuno, parecida al agujero de ozono de la Tierra. Se midió una velocidad de 2.400 km por hora para los vientos que rodean el punto, la más rápida del Sistema Solar.

FIGURA 24.6. Visión artística de Júpiter con el Gran Punto Rojo visible en su hemisferio sur. Imagen de la Tierra para escala.

IMPACTOS PLANETARIOS

Se han sucedido impactos planetarios a lo largo de la historia del Sistema Solar. En los cuerpos con atmósferas delgadas o inexistentes, como la Luna o Mercurio, hasta los fragmentos más pequeños de desechos espaciales (meteoritos) pueden provocar cavidades microscópicas en granos minerales individuales. Por el contrario, los grandes **cráteres de impacto** son el resultado de colisiones con cuerpos enormes, como asteroides y cometas.

FIGURA 24.7. Esta imagen de Neptuno fue reconstruida a partir de dos imágenes. En la parte superior se encuentra el Gran Punto Oscuro, acompañado por brillantes nubes blancas. Al sur hay una brillante zona blanca que se cree que es el límite de las nubes. Aún más al sur encontramos otro punto oscuro con un núcleo brillante (Cortesía de NASA/JPL).

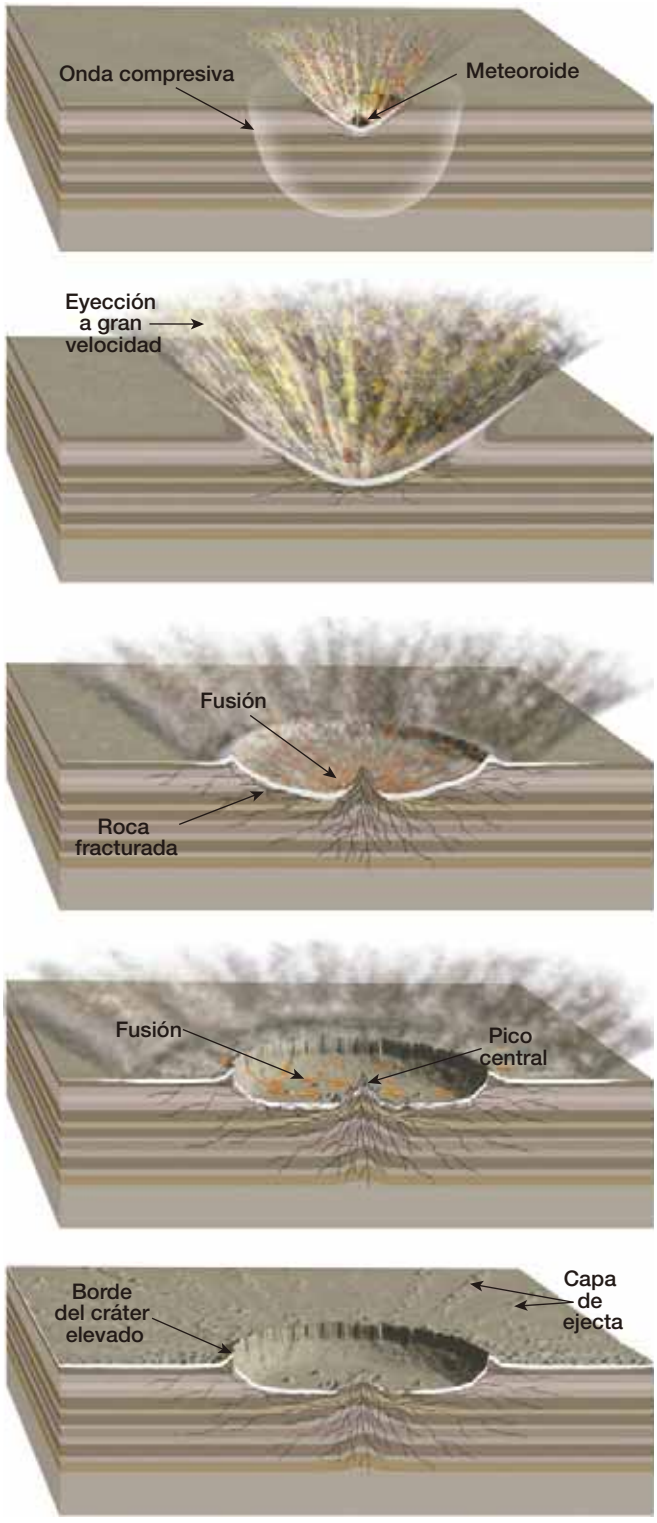


FIGURA 24.8. Formación de un cráter de impacto. La energía del meteorito que llega con un movimiento muy rápido se transforma en calor y ondas compresivas. El rebote de la roca comprimida hace que los derrubios sean lanzados desde el cráter, y el calor funde algo del material, produciendo perlas de vidrio. El material arrojado desde el cráter de impacto genera pequeños cráteres secundarios (Tomado de E. M. Shoemaker).

Los impactos planetarios eran bastante más comunes en la historia primitiva del Sistema Solar que en la actual, y el bombardeo más intenso ocurrió hace unos 3,8 a 4,1 miles de millones de años. Después de este periodo, la frecuencia de creación de cráteres disminuyó notablemente, y ahora se mantiene por lo general constante. Dado que la meteorización y la erosión son casi inexistentes en Marte y en la Luna, las pruebas de su craterización anterior son muy evidentes.

En cuerpos mayores, las atmósferas gruesas pueden hacer que los objetos que impactan se fracturen o se desaceleren. Por ejemplo, la atmósfera terrestre hace que los meteoroides con masas inferiores a 10 kilogramos pierdan hasta un 90 por ciento de su velocidad al penetrar en la atmósfera. Por tanto, los impactos de cuerpos con masas menores causan solo pequeños cráteres en la Tierra. La atmósfera terrestre ralentiza con mucha menor eficacia cuerpos grandes; por suerte, rara vez aparecen.

En la Figura 24.8 se ilustra la formación de un gran cráter de impacto. El impacto a gran velocidad del meteoroide comprime el material sobre el que cae, el cual, casi instantáneamente rebota y expulsa material de la superficie. Los cráteres excavados por objetos con varios kilómetros de anchura a menudo exhiben un pico central, como se observa en el cráter de la Figura 24.9. La mayor parte del material expulsado (*ejecta*) aterriza cerca o dentro del cráter, donde se acumula formando un anillo. Los grandes meteoroides pueden generar suficiente calor como para fundir algo de la roca impactada. En la Luna se han recogido muestras de perlas de vidrio producidas de esta manera, así como de rocas

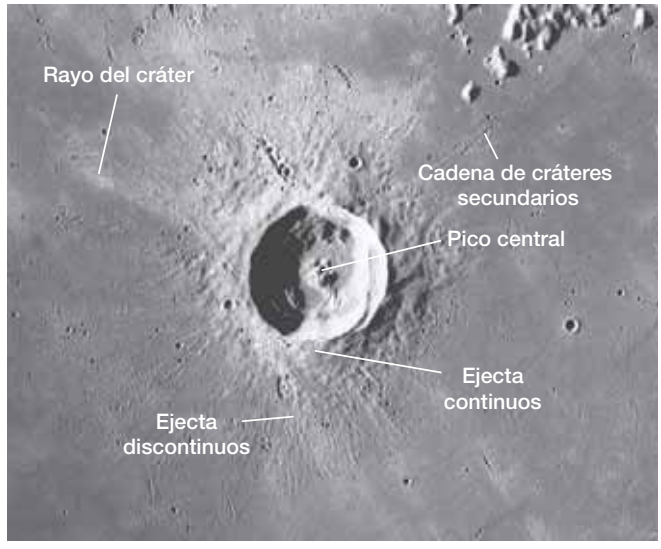


FIGURA 24.9. El cráter lunar Euler de 20 km de anchura, situado en el suroeste del Mare Imbrium. Se ven con toda claridad los rayos brillantes, el pico central, los cráteres secundarios y el gran cúmulo ejecta cerca del anillo del cráter (Cortesía de la NASA).

formadas cuando fragmentos desprendidos fueron soldados por el calor de los impactos.

La superficie terrestre tiene tan solo unas pocas docenas de cráteres de impacto fácilmente reconocibles. La gran mayoría han sido eliminados por la erosión o por procesos tectónicos que alteraron las rocas de la corteza. Los meteoros del tamaño de una canica son, en general, lo suficientemente grandes como para alcanzar la superficie terrestre. Sin embargo, los meteoros suelen fracturarse o vaporizarse parcialmente en la atmósfera, alcanzando la superficie por fin solo unos pocos fragmentos pequeños. Por consiguiente, la mayoría de los meteoritos que impactan en la superficie terrestre están compuestos por partículas del tamaño del polvo.

LA LUNA: UN TROZO DEL ANTIGUO BLOQUE TERRESTRE

El sistema Tierra-Luna es único porque la Luna es el satélite más grande con respecto a su planeta. Marte es el otro planeta terrestre que tiene lunas, pero es posible que sus minúsculos satélites sean asteroides capturados. La mayoría de los cerca de 150 satélites restantes de los planetas jovianos están compuestos por mezclas de roca y hielo de baja densidad, y ninguno se parece a la Luna. Como veremos más adelante, nuestro singular sistema planeta-satélite está estrechamente relacionado con los mecanismos que lo crearon.

El diámetro de la Luna es de 3.475 km, alrededor de una cuarta parte de los 12.756 km de la Tierra. La temperatura media de la superficie lunar es de unos 107 °C durante el día y −153 °C por la noche. Dado que el periodo de rotación sobre su eje es igual al periodo de revolución alrededor de la Tierra, el hemisferio lunar que está frente a la Tierra es siempre el mismo. Todos los aterrizajes de las misiones tripuladas *Apollo* estaban confinados a la cara de la Luna que mira a la Tierra.

La densidad de la Luna es 3,3 veces la del agua, comparable a la de las rocas *del manto* que hay sobre la Tierra, pero es considerablemente menor que la densidad media de la Tierra, que es 5,5 veces la del agua. Se cree que esta diferencia podría explicarse si el núcleo de hierro de la Luna fuera pequeño.

La baja masa lunar en relación con la Tierra tiene como consecuencia una atracción gravitacional lunar que es una sexta parte la experimentada en la superficie de la Tierra. Una persona que pese en la superficie de la Tierra 67,5 kilogramos, en la Luna pesará aproximadamente 10 kilogramos. Esta diferencia permite a un astronauta llevar un sistema de soporte vital pesado con relativa facilidad. Si no llevara esta carga, saltaría seis veces más alto que en la Tierra. La baja masa de la Luna (y su baja gravedad) es la principal razón por la que no pudo retener una atmósfera.

¿Cómo se formó la Luna?

Hasta hace poco, el origen de la Luna (nuestro vecino planetario más próximo) fue objeto de grandes debates entre los científicos. Los modelos actuales prueban que la Tierra es muy pequeña como para haberse formado con una luna, y menos una tan grande. Además, con toda probabilidad una luna capturada tendría una órbita excéntrica parecida a la de las lunas capturadas que orbitan los planetas jovianos.

El consenso actual es que la Luna se formó como resultado de la colisión entre un cuerpo del tamaño de Marte y una joven Tierra semifundida hace unos 4,5 miles de millones de años (es probable que las colisiones de este tipo en ese periodo fueran frecuentes). Durante este acontecimiento explosivo, una parte de los derrubios eyectados fue lanzada a la órbita terrestre y se fusionó gradualmente para formar la Luna. Las simulaciones virtuales muestran que la mayor parte del material eyectado provendría del manto rocoso del cuerpo que impactó mientras que su núcleo pasaría a formar parte de la Tierra en crecimiento. Este *modelo de impacto* es compatible con la baja densidad y la estructura interna de la Luna, formada por un gran manto y un pequeño núcleo rico en hierro.

Superficie lunar

Cuando Galileo orientó por primera vez su telescopio hacia la Luna, vio dos tipos diferentes de terrenos: llanuras oscuras y tierras altas brillantes y craterizadas (Figura 24.10). Dado que las regiones oscuras se parecían a los mares de la Tierra, fueron denominados **maria** (en singular, **mare**). La misión *Apolo 11* demostró de manera concluyente que las maria son llanuras muy planas formadas por lavas basálticas. Estas vastas llanuras se concentran sobre todo en la cara de la Luna que está frente a la Tierra y cubren cerca del 16 por ciento de la superficie lunar. La inexistencia de grandes conos volcánicos sobre estas superficies es la prueba de las elevadas velocidades de erupción de lavas basálticas muy fluidas, parecidas a las coladas basálticas de la Columbia Plateau en la Tierra.

Por el contrario, las zonas de colores claros de la Luna se parecen a los continentes terrestres, por lo que los primeros observadores los denominaron **terrae** (tierra en latín). Estas zonas ahora se denominan **tierras altas lunares**, porque se elevan varios kilómetros por encima de los maria. Las rocas que se han recogido en estas tierras altas son sobre todo brechas, pulverizadas por los masivos bombardeos al comienzo de la historia de la Luna. La disposición de los terrae y los maria compone la legendaria «cara» del «hombre en la luna».

Los rasgos más obvios de la superficie lunar son los cráteres. Los mayores, que se muestran en la

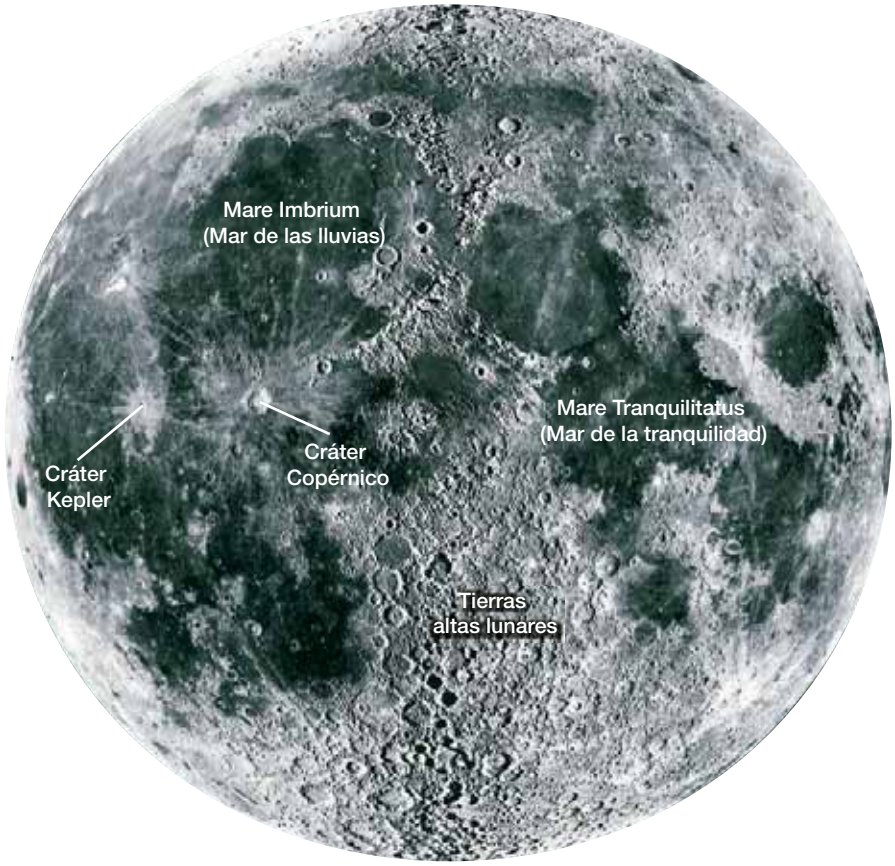


FIGURA 24.10. Vista telescópica de la superficie lunar desde la Tierra. Las características principales son la maria oscura y las claras tierras altas repletas de cráteres (UCO/Lick Observatory Images).

Figura 24.10, tienen unos 250 km de diámetro, aproximadamente la anchura de Indiana. Un meteoroide de 3 m de diámetro puede abrir un cráter 50 veces mayor que él (unos 150 m de diámetro). Los cráteres mayores, como el Kepler, de 32 cm de diámetro y el Copérnico, de 93, se crearon como consecuencia del bombardeo de cuerpos con diámetros de 1 km o mayores (*véase* Figura 24.10). Se cree que estos dos cráteres son relativamente jóvenes debido a los *rayos luminosos* (material eyectado de color claro) que irradian hacia fuera a cientos de kilómetros.

Historia de la superficie lunar

Las pruebas utilizadas para desvelar la historia de la superficie lunar provienen principalmente de la datación radiométrica de las rocas traídas en las misiones *Apollo* y de los estudios de las densidades de los cráteres; contando la cantidad de cráteres por unidad de superficie. Cuanto mayor es la densidad de los cráteres, más antiguo debe ser el rasgo topográfico. A partir de esas evidencias, los científicos concluyeron que la Luna evolucionó en cuatro fases: (1) la formación de la corteza original y de las tierras altas lunares; (2) la excavación de las grandes cuencas de impacto; (3) el relleno de las cuencas de los maria y (4) la formación de los cráteres con rayos.

Durante los últimos estadios de su acreción, lo más probable es que la capa externa de la Luna estuviera completamente fundida: literalmente un océano de magma. Entonces, hace unos 4,4 miles de millones de años, el océano de magma comenzó a enfriarse y experimentó una diferenciación magmática (*véase* el Capítulo 4). La mayoría de los minerales densos, como el olivino y el piroxeno, se hundieron, mientras que los minerales de silicato menos densos flotaron para formar la corteza lunar primitiva. Las tierras altas están formadas por estas rocas ígneas que flotaron como un «capa de suciedad» entre el magma en cristalización. El tipo de roca más común en las tierras altas es la *anortosita*, compuesta principalmente de plagioclasas ricas en calcio.

Una vez formada, la corteza lunar recibía impactos continuos a medida que la Luna barría hacia sí las partículas del Sistema Solar. Durante esta época, se formaron varias grandes cuencas de impacto. Después, hace unos 3.800 millones de años, la Luna y el resto del Sistema Solar experimentaron un descenso súbito en la frecuencia de bombardeos de meteoritos.

El siguiente acontecimiento importante en la Luna fue el relleno de las grandes cuencas de impacto que se habían creado 300 millones de años antes (Figura 24.11). La datación radiométrica de los basaltos de las maria estima su edad entre 3.000 y 3.500 millones de años, bastante más joven que la corteza lunar inicial.

Se cree que los basaltos de los maria se originaron a profundidades de entre 200 y 400 km. Lo más probable es que fueran generados cuando la temperatura se elevó ligeramente, lo que se atribuye a la desintegración de los elementos radioactivos. Probablemente se produjo fusión parcial en varias cavidades aisladas, como indica la composición química de las rocas que se recogieron en las misiones *Apollo*. Las pruebas recientes sugieren que alguna de las erupciones que formaron los maria podrían haber tenido lugar hace tan solo mil millones de años.

Otras formas de relieve superficial de la luna relacionadas con este periodo volcánico son los pequeños volcanes en escudo (8-12 km de diámetro), evidencia de las erupciones piroclásticas, los surcos formados por caudales de lava localizados y los grábenes.

Las últimas estructuras prominentes en formarse fueron los cráteres con rayos, como el cráter Copérnico que tiene 90 km de anchura y se muestra en la Figura 24.10. El material eyectado de estas jóvenes depresiones cubre las superficies de los maria y muchos otros cráteres sin rayos que son más antiguos. Se cree que el cráter Copérnico, relativamente joven, tiene mil millones de años. Si se hubiera formado en la Tierra, la meteorización y la erosión lo hubieran hecho desaparecer.

La superficie lunar hoy: meteorización y erosión

La pequeña masa y baja gravedad de la Luna explican su carencia de atmósfera o de agua de escorrentía. Por tanto, los procesos de meteorización y erosión que modifican continuamente la superficie terrestre están ausentes en la Luna. Además, no hay fuerzas tectónicas activas sobre la Luna, de manera que ya no se producen terremotos ni erupciones volcánicas. Sin embargo, dado que la Luna no está protegida por una atmósfera, se produce un tipo diferente de erosión: partículas diminutas procedentes del espacio (*micrometeoritos*) bombardean continuamente su superficie y alisan gradualmente el paisaje. Esta actividad ha aplastado y mezclado repetidas veces las partes superiores de la corteza lunar.

Tanto los maria como los terrae están cubiertos con una capa de derrubios grises no consolidados procedentes de unos cuantos miles de millones de años de bombardeo meteorítico (Figura 24.12). Esta capa, parecida al suelo, a la que se denomina con propiedad **regolito lunar** (*rhegos* = capa; *lithos* = piedra), está compuesta por rocas ígneas, brechas, perlas de vidrio y fino *polvo lunar.* El grosor del regolito lunar oscila entre 2 y 20 m, en función de la antigüedad de la superficie.

PLANETAS Y LUNAS

Mercurio, el planeta más interno

Mercurio, el planeta más pequeño y más interno, gira deprisa alrededor del Sol (88 días), pero rota lentamente

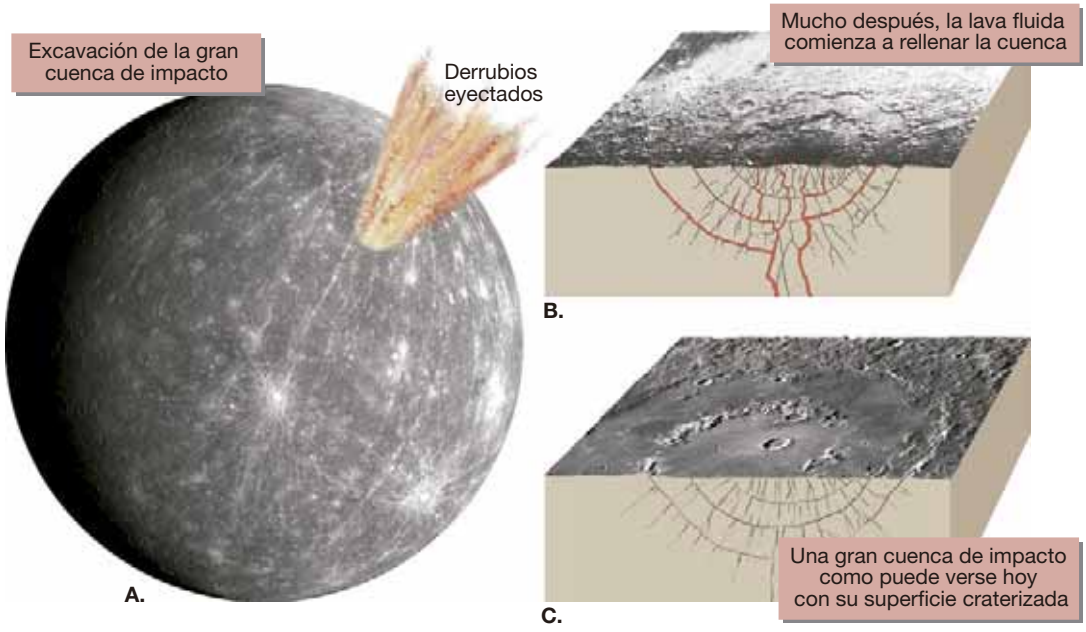


FIGURA 24.11. Formación y relleno de las grandes cuencas de impacto. A. El impacto de una masa del tamaño de un asteroide produjo un enorme cráter de centenares de kilómetros de diámetro y alteró la corteza lunar situada a gran distancia de ese cráter. B. Relleno del área del impacto con basaltos fluidos, quizá procedentes de la fusión parcial que se produjo en zonas profundas del manto lunar. C. Hoy en día, dichas cuencas constituyen los mares lunares y tienen un gran parecido con las estructuras de Mercurio.

FIGURA 24.12. El astronauta Harrison Schmitt recogiendo muestras de la superficie lunar. Obsérvense las huellas (detalle) en el «suelo» lunar (Cortesía de la NASA).

sobre su eje. El ciclo día-noche de Mercurio, que dura 176 días terrestres, es muy largo en comparación con el ciclo de 24 h de la Tierra. Una «noche» en Mercurio dura alrededor de 3 meses terrestres y es seguida de la misma duración de luz diurna. Mercurio tiene los extremos de temperatura más grandes de cualquier planeta. Las temperaturas nocturnas descienden hasta −173 °C, mientras que las diurnas superan los 427 °C, suficientemente elevadas como para fundir el plomo y el estaño. Estas extremas temperaturas hacen imposible en Mercurio la vida «como la conocemos».

Mercurio absorbe la mayor parte de la luz solar que incide sobre él, reflejando solo el 6 por ciento al espacio, una característica de los cuerpos terrestres que no tienen atmósfera. La mínima cantidad de gas presente en Mercurio puede haber tenido su origen en varias fuentes: gas ionizado emitido por el Sol; hielos que se vaporizaron durante el reciente impacto de un cometa o desgasificación del interior del planeta.

Aunque Mercurio es pequeño y los científicos esperaban que el interior del planeta ya se hubiera enfriado, la nave espacial *Messenger* detectó un campo magnético. Este descubrimiento sugiere que Mercurio tiene un gran núcleo que permanece lo suficientemente caliente y fluido como para generar un campo magnético.

Mercurio se parece a la Luna terrestre en que tiene muy baja reflectividad, carece de una atmósfera sostenida, cuenta con muchas formaciones volcánicas y con un terreno plagado de cráteres (Figura 24.13). El impacto de cráter mayor y más reciente (1.300 km de diámetro) que se conoce en Mercurio es la cuenca Caloris. Las imágenes y otros datos recopilados por el *Mariner 10* muestran pruebas de actividad volcánica dentro y alrededor de la cuenca Caloris y unas cuantas más.

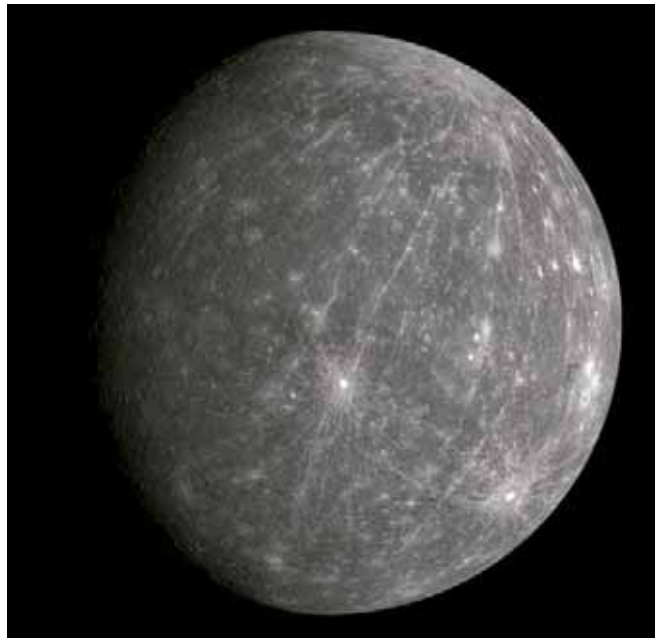


FIGURA 24.13. Mercurio. Esta visión de Mercurio es similar a la Luna terrestre (Cortesía de la NASA).

También como nuestra Luna, Mercurio cuenta con llanuras lisas que cubren casi un 40 por ciento de la superficie fotografiada por el *Mariner 10.* La mayoría de estas zonas llanas se asocian con grandes cuencas de impacto, entre ellas la cuenca Caloris, donde la lava rellenó parcialmente las cuencas y los terrenos bajos colindantes. Como resultado, estas llanuras lisas parecen tener un origen similar a los maria lunares. Con suerte, los datos recopilados por el Messenger durante su viaje en orbita alrededor de Mercurio en 2011 arrojará nuevos datos sobre la relación entre la formación de cráteres y la actividad volcánica.

Exclusivos de Mercurio son los *escarpes lobulados* (Figura 24.14). Vistos desde el espacio, parecen ser acantilados de bordes ondulados. Estos acantilados, que atraviesan numerosos cráteres, tienen miles de kilómetros de longitud y algunos se elevan hasta 3 km por encima del paisaje circundante. Podrían ser el resultado de un acortamiento de la corteza a medida que el interior del planeta se enfriaba, lo que provocó su encogimiento. Cuando el planeta se contrajo, las fuerzas compresivas desplazaron grandes bloques de rocas de la corteza unos sobre otros a lo largo de grandes cabalgamientos (Figura 24.14).

Venus, el planeta velado

Venus, secundado en brillo solo por la Luna en el cielo nocturno, recibe su nombre de la diosa del amor y la belleza romana. Orbita el Sol en un círculo casi perfecto una vez cada 225 días terrestres. Sin embargo, Venus rota en dirección opuesta a los otros planetas (*movimiento retrógrado*) a un ritmo agonizantemente lento: un día de Venus es equivalente a unos 244 días terrestres. Venus tiene la atmósfera más densa de todos los planetas terrestres, compuesta en su mayoría por dióxido de carbono (97 por ciento), el prototipo de un *efecto invernadero* extremo. Como consecuencia, la temperatura superficial media de Venus es de unos 450 °C. Las variaciones de la temperatura superficial son por lo general mínimas, debido a la intensa mezcla dentro de la densa atmósfera del planeta. Las investigaciones sobre las extremas y uniformes temperaturas superficiales condujeron a los científicos a un entendimiento más profundo de cómo opera el efecto invernadero sobre la Tierra.

La composición del interior venusiano es probablemente similar a la de la Tierra. Sin embargo, el débil campo magnético de Venus significa que su dinámica interna debe ser muy distinta. Se cree que hay convección del manto en Venus, pero los procesos de la tectónica de placas, que reciclan la rígida litosfera, no parecen haber contribuido a la topografía actual de Venus.

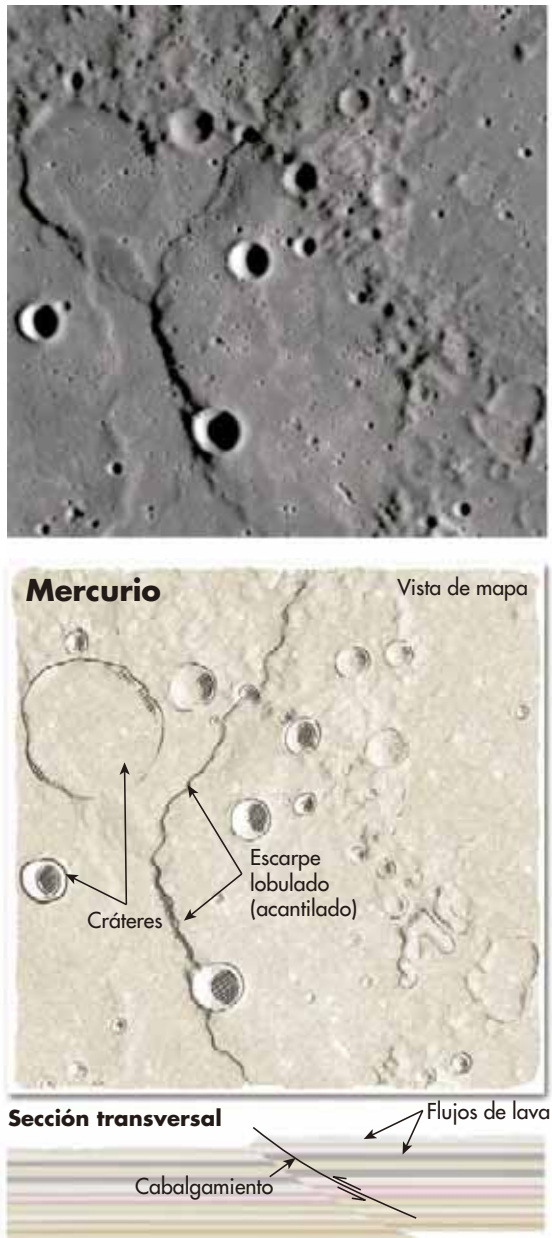


FIGURA 24.14. Escarpe lobulado (acantilado) en Mercurio. Estos escarpes, que a menudo tienen más de 1,6 km de alto, se formaron cuando la corteza de Mercurio se contraía a medida que el planeta se iba enfriando. Imagen del orbitador *essenger* (Cortesía de la NASA).

El terreno venusiano: cráteres, llanuras de lava y volcanes

La superficie de Venus está completamente oculta a la vista por una gruesa capa de nubes compuesta principalmente por gotitas minúsculas de ácido sulfúrico. En la década de 1970, pese a las extremas temperaturas y presiones, cuatro naves rusas aterrizaron con éxito y obtuvieron imágenes de la superficie. (Como cabía

esperar, sin embargo, todas las sondas fueron aplastadas por la inmensa presión atmosférica del planeta en la hora siguiente al aterrizaje). Empleando imágenes por radar, la nave espacial no tripulada *Magellan* cartografió la superficie de Venus con un detalle extraordinario (Figura 24.15).

Se han identificado unos 1.000 cráteres de impacto en Venus, muchos menos que en Mercurio y en Marte pero más que en la Tierra. Los investigadores, que esperaban que Venus mostrara evidencias de una craterización extensa del periodo de bombardeo extremo, encontraron por el contrario que un periodo de mucha actividad volcánica fue el responsable de reconfigurar la superficie de Venus. Su gruesa atmósfera también limitó el número de impactos al fracturar los meteoroides que se acercaban e incinerando la mayor marte de los pequeños derrubios.

Alrededor del 80 por ciento de la superficie de Venus son llanuras hundidas cubiertas por un manto de coladas volcánicas, algunas de las cuales se extienden en canales a lo largo de centenares de kilómetros (Figura 24.16). El Baltis Vallis de Venus, el cauce de lava más largo conocido en el Sistema Solar, atraviesa el planeta a lo largo de 6.800 km de meandros. Se han identificado más de 100 grandes volcanes en Venus. Sin embargo las elevadas temperaturas superficiales y las altas presiones inhiben el vulcanismo explosivo. Además, las condiciones extremas de Venus hacen que los volcanes sean más bajos y más anchos que los de la Tierra o Marte (Figura 24.17). El Maat Mons, el mayor volcán de Venus tiene unos 8,5 km de altura y 400 km de diámetro. En comparación, el Mauna Loa, el mayor volcán terrestre, tiene unos 9 km de altura y solo 120 km de diámetro.

Venus también cuenta con amplias tierras altas compuestas por mesetas, dorsales y elevaciones topográficas que se elevan sobre las llanuras. Se cree que las elevaciones se formaron donde las plumas calientes del manto se toparon con la base de la corteza del planeta, provocando la elevación. De forma muy parecida a las plumas del manto terrestre, se asocia abundante

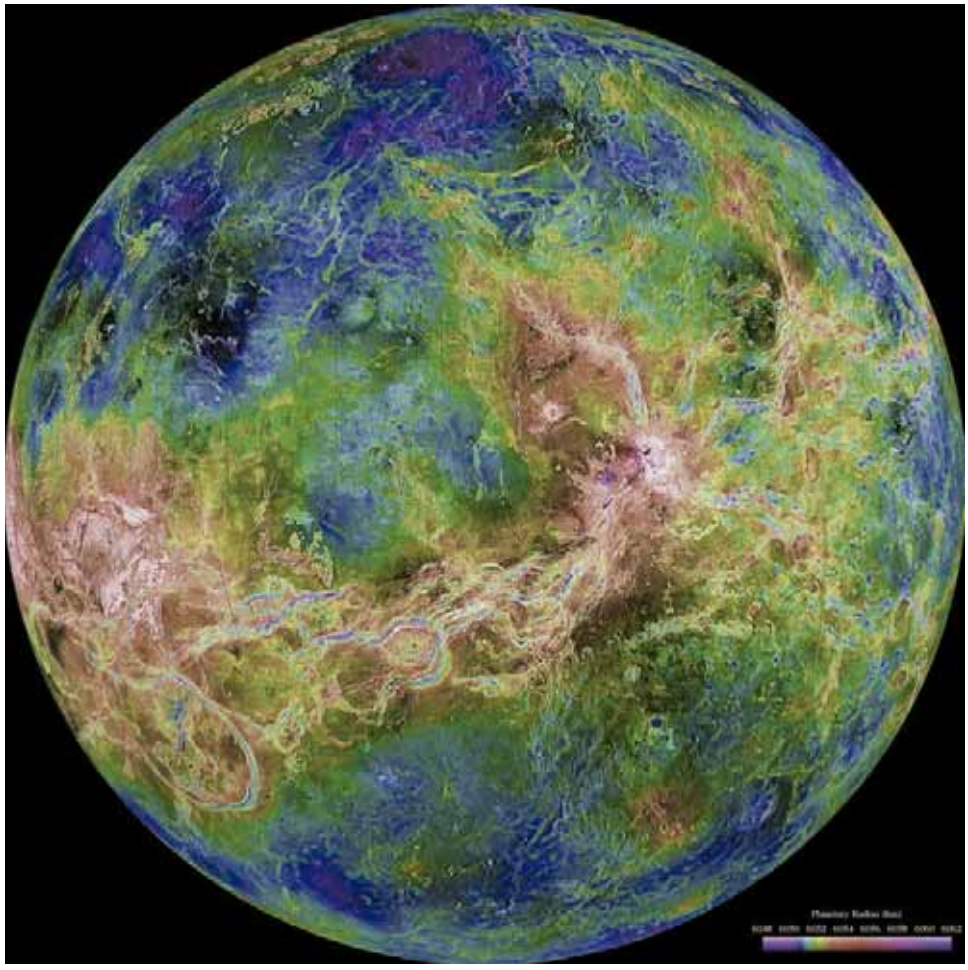


FIGURA 24.15. Esta vista global de la superficie de Venus se ha generado por ordenador a partir de los años de investigación que culminaron la misión *agellan*. Las estructuras brillantes y retorcidas que cruzan el planeta son montañas y cañones muy fracturados de las tierras altas orientales de Afrodita (Cortesía de la NASA/JPL).

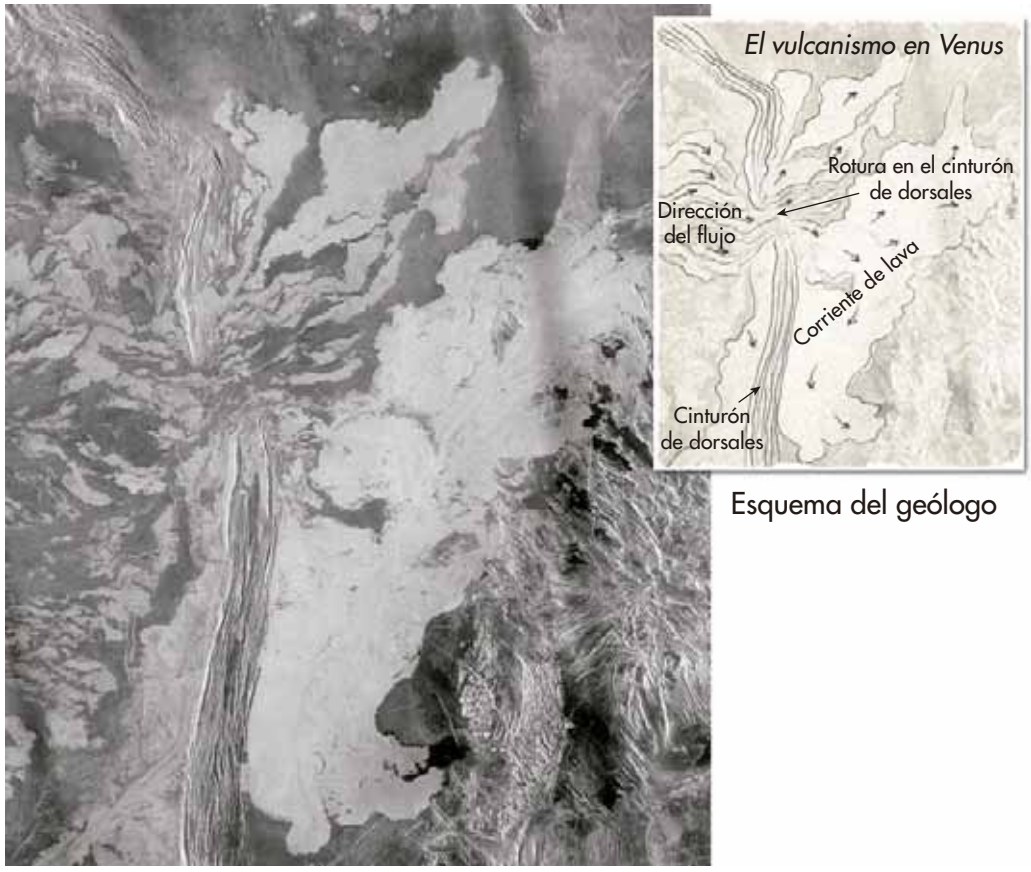


FIGURA 24.16. Extensos flujos de lava en Venus. Esta imagen de radar del *agellan* muestra un sistema de flujos de lava que se originaron en un volcán llamado Ammavaru, que se encuentra aproximadamente a 300 km al oeste de la imagen. La lava, que en esta imagen por radar tiene una apariencia brillante, tiene superficies rugosas, mientras que los flujos más oscuros son lisos. Una vez que la lava se abrió paso por el cinturón de dorsales (a la izquierda del centro), se concentró en una piscina de 100.000 km cuadrados (Cortesía de la NASA).

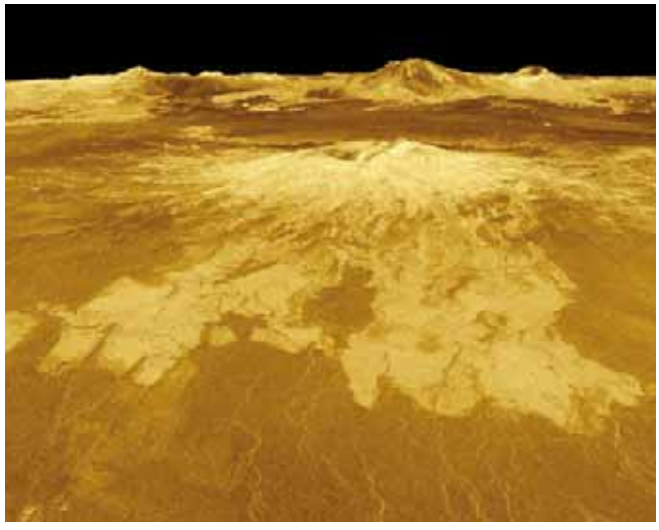


FIGURA 24.17. El Sapas Mons (centro) en Venus es un amplio volcán con 400 km de ancho. Las zonas luminosas en el fondo son flujos de lava. Se puede observar otro gran volcán, el Maat Mons, al fondo. Esta vista generada por ordenador está reconstruida a partir de los datos obtenidos por la nave espacial *agellan* (Cortesía de la NASA/JPL).

actividad volcánica con la elevación del manto en Venus (Figura 24.18). Los datos recientes recogidos por la *Venus Express* de la Agencia Espacial Europa sugieren que las tierras elevadas de Venus contienen roca granítica rica en sílice. Como tal, estas masas de tierra elevadas se parecen a los continentes terrestres, aunque de un tamaño mucho menor.

Venus frente a la Tierra

Similar a la Tierra en tamaño, densidad, masa y localización en el Sistema Solar, antes se le llamaba el «gemelo de la Tierra». Como en la Tierra, en Venus hay ascenso y descenso del manto que impulsa la actividad tectónica en la superficie. Estos procesos han creado las cerca de doce tierras altas venusianas que están muy deformadas tanto por las fuerzas compresivas como por las tensionales. Además, el flujo en el manto produjo fracturas lineales generalizadas y *dorsales arrugadas*, descritas mejor como pliegues compresivos simples.

A diferencia de la Tierra, en Venus no funciona la tectónica de placas. La teoría actual es que la corteza

FIGURA 24.18. Las prominentes estructuras circulares son domos volcánicos, de 65 km de diámetro, con cimas planas de menos de 1 km de altura. Denominadas a veces «domos de torta/pancake», representan una categoría única de extrusiones volcánicas en Venus que se formaron a partir de lava viscosa (pegajosa). Las grietas y depresiones que normalmente se encuentran en estas estructuras son resultado del enfriamiento y retirada de la lava (Cortesía de la NASA/JPL).

externa venusiana es demasiado fuerte como para romperse en placas. Esto puede explicarse por la pérdida gradual de agua, que también contribuyó al dominio del CO_2 en la atmósfera de Venus. Recordemos que el agua rebaja la temperatura de fusión de la roca. Por tanto, las rocas que componen la seca litosfera venusiana están muy alejadas de sus puntos de fusión y, en consecuencia, son más rígidas y fuertes que las rocas «húmedas» similares de la litosfera terrestre.

La razón para la pérdida de agua en Venus no se comprende del todo. Según una hipótesis, su débil campo magnético expuso su atmósfera a la erosión del viento solar. El hidrógeno, un componente del agua, ha sido eliminado hace tiempo debido a la radiación solar.

Algunos investigadores creen que Venus fue algún día un sitio más agradable: una segunda canica azul como la Tierra cubierta de agua. Si fue así, ¿qué hizo que se convirtiera en el infernal planeta inhabitable que conocemos hoy? Los científicos esperan abordar esta cuestión en futuras exploraciones espaciales diseñadas para arrojar luz sobre las interacciones entre la atmósfera del planeta, su superficie y su interior.

Marte, el planeta rojo

Marte, con aproximadamente la mitad del diámetro de la Tierra, da la vuelta alrededor del Sol en 687 días terrestres. Las temperaturas superficiales medias varían desde mínimas de –140° C en el invierno hasta máximas de 20° C en verano. Las variaciones estacionales de temperatura son similares a las de la Tierra, pero las variaciones diarias son mayores, debido a su débil atmósfera (una densidad de solo un 1 por ciento la terrestre). La tenue atmósfera marciana está compuesta fundamentalmente por dióxido de carbono (95 por ciento), con diminutas cantidades de nitrógeno, oxígeno y vapor de agua.

Topografía de Marte

Marte, como la Luna, está plagado de cráteres de impacto. Los cráteres más pequeños suelen estar llenos de polvo traído por el viento, lo que confirma que Marte es un mundo seco y desértico. El color rojizo del paisaje marciano proviene del óxido de hierro (oxidación). Los grandes cráteres de impacto proporcionan información sobre la naturaleza de la superficie marciana. Por ejemplo, si la superficie estuviera compuesta por polvo seco y derrubios rocosos, cabría esperar una *ejecta* similar a la que rodea los cráteres lunares. Pero la que rodea algunos cráteres marcianos tiene un aspecto distinto: como si hubiera salido del cráter un compuesto acuoso de lodo. Los geólogos planetarios creen que hay una capa de permafrost (suelo congelado) debajo de partes de la superficie de Marte y que los impactos calentaron y fusionaron el hielo y causaron el aspecto fluido de este material expulsado.

Unos dos tercios de la superficie marciana están compuestos por tierras altas muy craterizadas, que se concentran sobre todo en el hemisferio sur (Figura 24.19). El periodo de máxima caracterización tuvo lugar al comienzo de la historia del planeta y culminó hace unos 3.800 millones de años, como en el resto del Sistema Solar. Por tanto, las tierras altas de Marte tienen una antigüedad parecida a la de las tierras altas lunares.

Teniendo en cuenta el número relativamente bajo de cráteres, las planicies del norte, que cubren el tercio restante del planeta, son más jóvenes que las tierras altas (Figura 24.19). La topografía relativamente plana de las llanuras es compatible con la expulsión de lavas basálticas fluidas. En estas llanuras es posible observar conos volcánicos, algunos con chimeneas y coladas de lava con bordes arrugados.

A lo largo del ecuador marciano se observa una enorme región elevada, aproximadamente del tamaño de Norteamérica, denominada *abultamiento de Tharsis* (Figura 24.19). Esta estructura, de unos 10 km de altura, parece haberse elevado y coronado con una acumulación masiva de roca volcánica que abarca los cinco mayores volcanes del planeta. También hay un centro volcánico mucho más pequeño (abultamiento).

Las fuerzas tectónicas que crearon la región de Tharsis también provocaron fracturas que irradian desde su centro, como los radios de la rueda de una bicicleta. A lo largo de los flancos orientales del abultamiento se desarrollaron una serie de grandes cañones denominados *Valles Marineris*. Los *Valles Marineris* son tan amplios

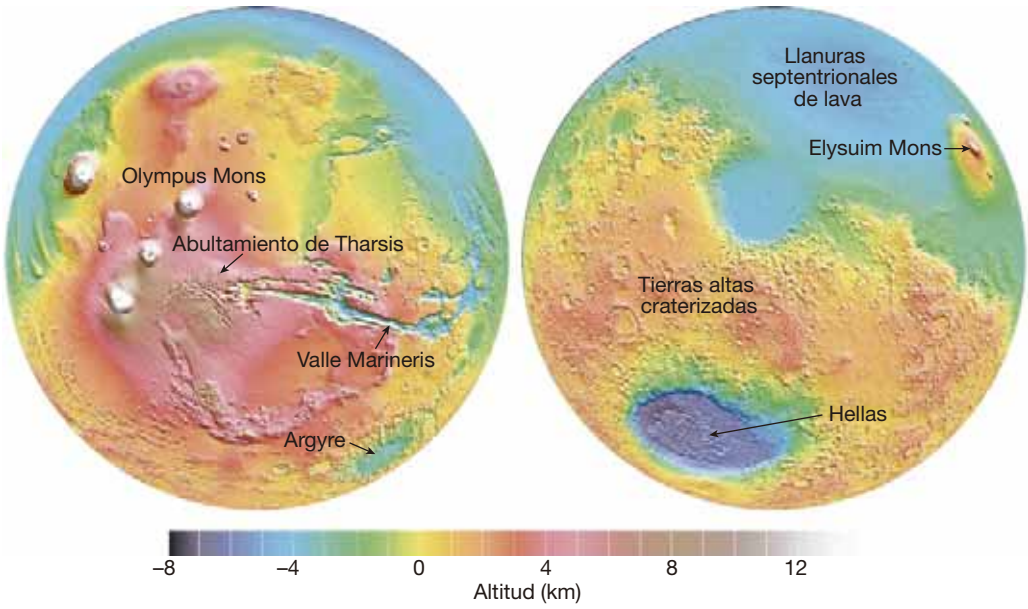


FIGURA 24.19. Dos globos generados por ordenador de Marte con algunas de las principales estructuras superficiales marcadas. El color representa la altura sobre (o por debajo) el radio medio del planeta: el color blanco representa unos 12 km sobre la media y el azul oscuro unos 8 km por debajo la media (Cortesía de la NASA/JPL).

que pueden verse en la imagen de Marte en la Figura 24.19. Esta red de cañones se creó principalmente por una fracturación hacia abajo, a diferencia del caso del Gran Cañón de Arizona, que fue creado por la erosión del agua de escorrentía. Así, consiste en valles de tipo graben, que se parecen a los Valles de Rift del este africano. Una vez formados, los Valles Marineris crecieron con la erosión del agua y por el colapso de las paredes del rift. El cañón principal se extiende a lo largo de más de 5.000 km, tiene 7 km de profundidad, y 100 km de anchura (Figura 24.19).

Otras características destacables del paisaje marciano son las grandes cuencas de impacto. Hellas, la mayor estructura de impacto identificable en el planeta, tiene unos 2.300 km de diámetro y es la elevación más baja del planeta (Figura 24.19). Los derrubios expulsados desde esta cuenca contribuyeron a la elevación de las tierras altas adyacentes. Es probable que existan otras cuencas de cráteres enterradas que sean incluso mayores que Hellas.

La actividad volcánica prevaleció en Marte durante la mayor parte de su historia. La escasez de cráteres de impacto en algunas superficies volcánicas sugiere que el planeta todavía está activo. Marte tiene algunos de los mayores volcanes conocidos del Sistema Solar, entre ellos el mayor, el Olympus Mons, que tiene el tamaño de Arizona y una altura tres veces superior al monte Everest. Este volcán gigante estuvo activo por última vez hace unos 100 millones de años y se parece a los volcanes de escudo terrestres de Hawái (Figura 24.20).

¿Cómo los volcanes de Marte se transformaron en estructuras mucho mayores que otras similares de la Tierra? Los volcanes más grandes de los planetas terrestres tienden a formarse allí donde ascienden las plumas de roca caliente desde las profundidades de su interior. En la Tierra, las placas tectónicas mantienen la corteza en movimiento constante. Como consecuencia, las plumas del manto tienden a crear una cadena

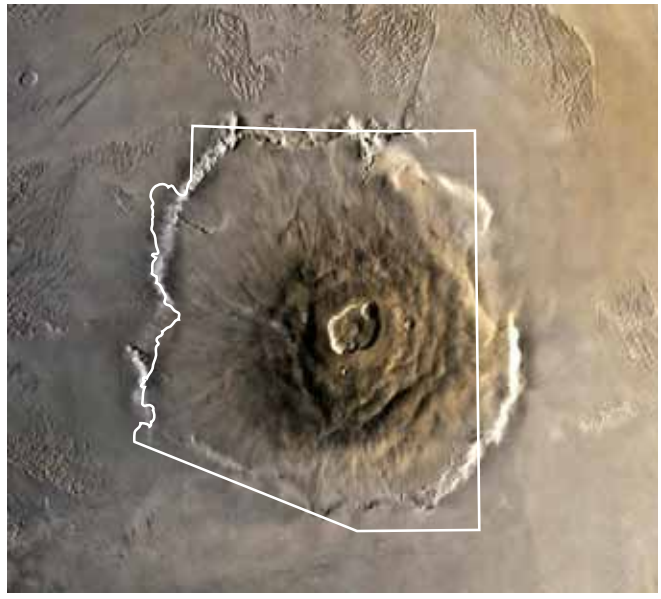


FIGURA 24.20. Imagen del Olympus Mons, un volcán en escudo inactivo en Marte que cubre una zona del tamaño del estado de Arizona (Cortesía de la U. S. Geological Survey).

de estructuras volcánicas, como las islas Hawái. Por el contrario, en Marte no existe tectónica de placas por lo que las erupciones sucesivas se acumulan en el mismo sitio y, como consecuencia, se forman enormes volcanes como el Olympus Mons, en vez de una cadena de volcanes pequeños.

En la actualidad, la fuerza dominante que conforma la superficie marciana es la erosión eólica. Las grandes tormentas de polvo, con vientos de hasta 270 km por hora, pueden durar semanas. También se han fotografiado torbellinos de polvo. La mayor parte del paisaje marciano se parece a los desiertos rocosos de la Tierra, plagado de dunas y zonas bajas parcialmente llenas por polvo.

¡Sí, hay agua helada en Marte!

No parece que haya agua líquida en toda la superficie marciana. Sin embargo, a una latitud en dirección a los polos de unos 30 grados puede encontrarse hielo en el primer metro de la superficie. En las regiones polares, forma pequeños casquetes polares permanentes, junto con hielo de dióxido de carbono. Además, hay bastantes pruebas de que durante los primeros mil millones de años de la historia del planeta, el agua líquida fluyó por su superficie creando valles fluviales y formas de relieve relacionadas.

En la imagen de la *Reconaissance Orbiter* de Marte de la Figura 24.21 puede observarse un lugar donde el agua de escorrentía excavó valles. Los investigadores han propuesto que la fusión del hielo que estaba por debajo de la superficie originó pequeños manantiales por toda la pared del valle, creando lentamente los surcos; un proceso que puede estar activo todavía.

En otros cauces es posible observar riveras semejantes a arroyos con numerosas islas con forma de lágrima (Figura 24.22). Estos valles parecen haber sido excavados por inundaciones catastróficas con velocidades de descarga 1.000 veces superiores a las del río Mississippi. La mayor parte de estos grandes cauces de inundación han emergido de zonas con topografías caóticas que parecen haberse formado cuando se hundió la superficie. La fuente más probable de agua para estos valles creados por inundaciones es la fusión del hielo subsuperficial. Si el agua de fusión estaba atrapada debajo de una gruesa capa de permafrost, la presión podría haberse acumulado hasta que se produjo una liberación catastrófica. A medida que el agua escapaba, se iría hundiendo la superficie suprayacente, creando un paisaje caótico.

No todos los valles marcianos parecen ser el resultado de agua liberada de esta manera. Algunos exhiben ramificaciones o patrones arbóreos que recuerdan a las redes de drenaje dendrítico de la Tierra. Además, el vehículo robótico *Opportunity* investigó estructuras

FIGURA 24.21. Esta imagen fue obtenida por la *ars Reconnaissance Orbiter* y muestra sumideros emanando de los acantilados rocosos. Los patrones en meandro y anastomosados son característicos de caudales excavados por el agua (Cortesía de la NASA/JPL).

parecidas a las formas de relieve creadas por el agua en la Tierra, entre ellas, rocas sedimentarias en capas, playas (llanuras salinas) y lechos de lagos. También se detectaron minerales que solo se forman en presencia de agua, como los sulfatos hidratados. Se encontraron pequeñas esferas de hematites, denominadas «arándanos», que probablemente precipitaron del agua para formar sedimentos lacustres. Sin embargo, a salvo en las regiones polares, el agua no parece haber alterado significativamente la topografía de Marte durante más de miles de millones de años.

Satélites marcianos

Phobos y Deimos, los dos diminutos satélites marcianos, de solo 24 y 15 km de diámetro respectivamente, no se descubrieron hasta finales del siglo XIX porque sus tamaños hacían casi imposible verlos en un telescopio. Phobos está más próximo a su planeta que cualquier otro satélite natural del Sistema Solar (solo a 5.500 km) y necesita tan solo 7 horas y 39 minutos para completar una revolución. Orbita alrededor de Marte más rápido de lo que gira el propio Marte.

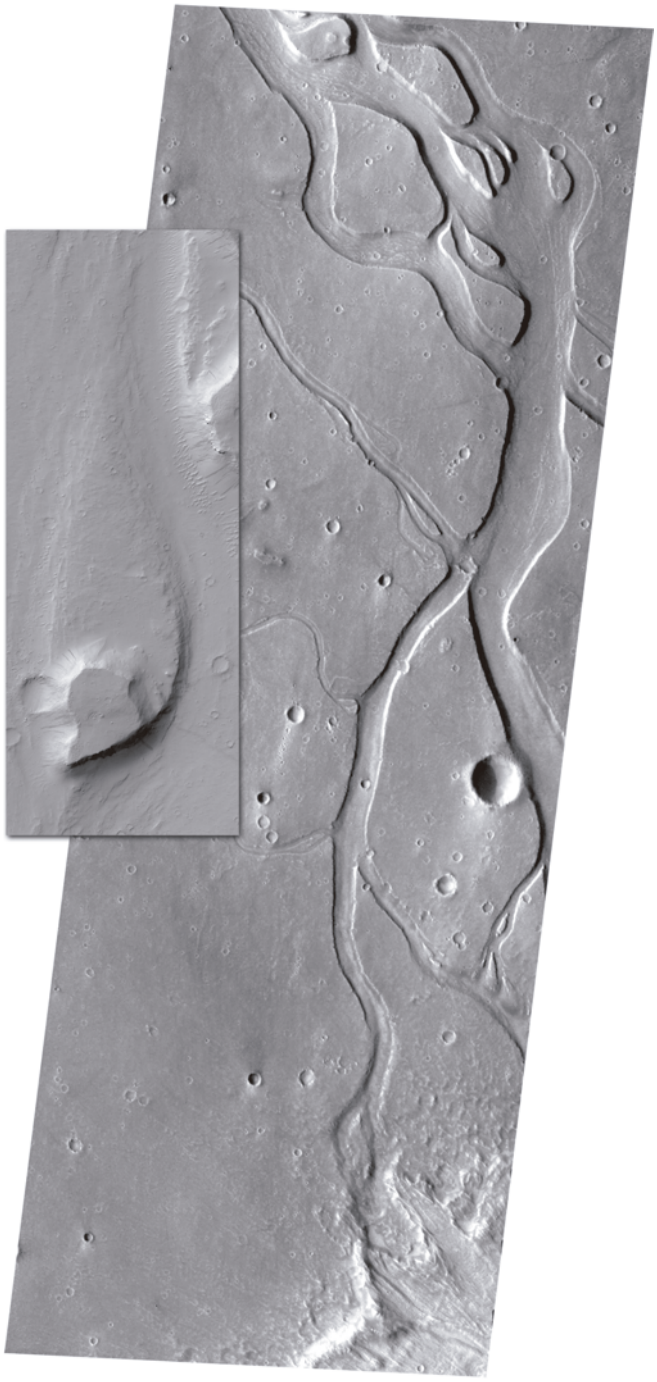


FIGURA 24.22. Los cauces con apariencia de ríos son robustas pruebas de que en Marte hubo agua fluida en algún momento. El detalle muestra un primer plano de una isla aerodinámica donde el flujo de agua se encontró con material resistente a lo largo de su cauce (Cortesía de la NASA/JPL).

El *Mariner 9* reveló que los dos satélites tienen formas irregulares y numerosos cráteres de impacto (Figura 24.23). Es probable que estas lunas sean cuerpos celestiales capturados. Las fuerzas gravitacionales están reduciendo la órbita de Phobos; como consecuencia, o

FIGURA 24.23. Phobos, una de las dos lunas menores marcianas. Su pequeño tamaño y forma irregular indican que Phobos es probablemente un asteroide capturado por Marte. La estructura más prominente en Phobos es el gran cráter en la parte inferior derecha (Cortesía de la NASA).

bien impactará sobre Marte o se fracturará en un anillo planetario que acabará precipitando sobre la superficie del planeta.

Júpiter, el señor del cielo

Júpiter, un verdadero gigante entre los planetas, tiene una masa 2,5 veces mayor que la masa combinada de todos los demás planetas, satélites y asteroides. De hecho, si hubiera sido unas 10 veces mayor, Júpiter habría evolucionado hasta convertirse en una estrella pequeña. Pese a su gran tamaño, su masa es tan solo 1/800 la del Sol.

Júpiter orbita alrededor del Sol una vez cada doce años terrestres y rota más deprisa que cualquier otro planeta, completando una rotación en algo menos de 10 horas. Cuando se observa con un telescopio, el efecto de este rápido giro es notable. El ensanchamiento de la región ecuatorial y el aplanamiento de la región polar son evidentes (*véase* la columna «Aplanamiento polar» de la Tabla 24.1).

El aspecto de Júpiter puede atribuirse sobre todo a los colores de la luz que se refleja a través de sus tres capas de nubes principales (Figura 24.4). La capa más cálida, y más baja, está compuesta en su mayoría por agua helada y tiene un color gris azulado, que normalmente no es visible en imágenes en luz visible. Un poco más arriba, donde las temperaturas son más frías, hay

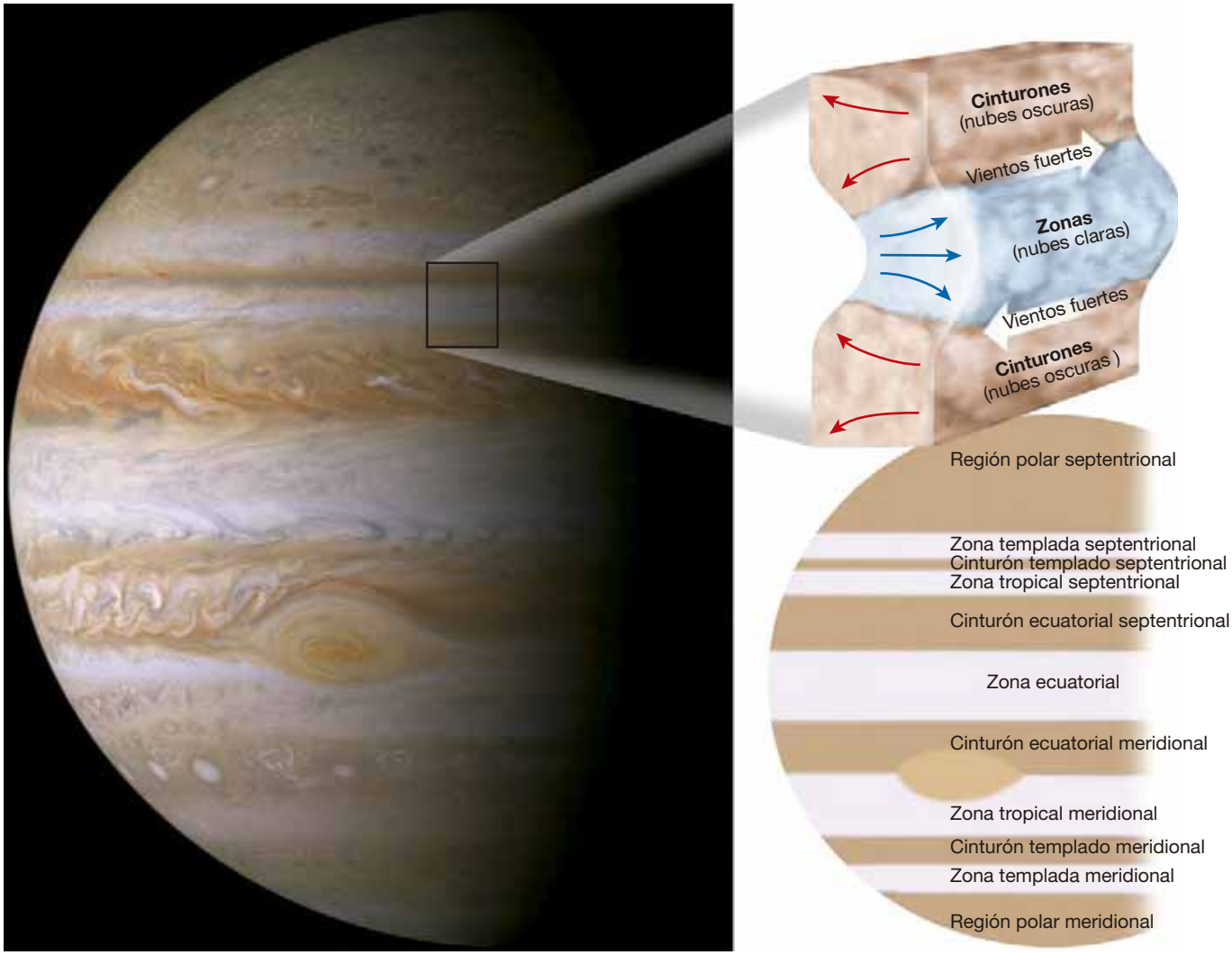


FIGURA 24.24. Estructura de la atmósfera de Júpiter. Las áreas de nubes claras (*zonas*) son regiones donde los gases están ascendiendo y enfriándose. El hundimiento domina el flujo en las capas de nubes más oscuras (*cinturones*). Esta circulación convectiva, junto con la rotación rápida del planeta, genera los vientos de gran velocidad observados entre los cinturones y las zonas.

una capa de nubes de color marrón a marrón anaranjado de pequeñas gotas de hidrosulfuro de amonio. Se cree que estos colores son productos secundarios de las reacciones químicas que tienen lugar en la atmósfera de Júpiter. Casi en lo más alto de la atmósfera, se encuentra una capa de finas nubes de amoniaco helado.

Debido a su inmensa gravedad, Júpiter se encoge unos centímetros cada año. Esta contracción genera la mayor parte del calor que impulsa su circulación atmosférica. Por tanto, a diferencia de los vientos terrestres que son impulsados por la energía solar, el calor que emana del interior de Júpiter provoca las enormes corrientes de convección que pueden observarse en su atmósfera.

El flujo convectivo de Júpiter produce unos *cinturones* de color oscuro que alternan con *zonas* de color claro, como se muestra en la Figura 24.24. Las nubes claras (*zonas*) son regiones donde el material caliente asciende y se enfría, mientras que los cinturones oscuros representan el material frío que se hunde y se calienta. Esta circulación convectiva, sumada a la rápida rotación de Júpiter, genera el flujo a gran velocidad de este a oeste que se observa entre los cinturones y las zonas.

La mayor tormenta del planeta es el Gran Punto Rojo. Esta enorme tormenta anticiclónica cuyo tamaño es el doble del de la Tierra, se descubrió hace 300 años. Además del Gran Punto Rojo, existen otras tormentas blancas y marrones con forma ovalada (*véase* Figura 24.24). Los óvalos blancos son los límites fríos de las nubes de grandes tormentas, mucho mayores que los huracanes terrestres. Las nubes de tormenta marrones residen en niveles inferiores de la atmósfera. La nave *Cassini* ha fotografiado relámpagos en las diferentes tormentas blancas ovaladas, pero parece que su frecuencia es menor que en la Tierra.

El campo magnético de Júpiter, el más fuerte del Sistema Solar, probablemente sea generado por una capa de hidrógeno metálico líquido que rodea a su núcleo y está en rotación rápida. Se han fotografiado brillantes auroras sobre los polos de Júpiter, asociadas al campo magnético (Figura 24.25). A diferencia de las auroras terrestres que solo ocurren cuando hay un aumento de la actividad solar, las auroras de Júpiter son continuas. Las partículas cargadas necesarias para alimentar las auroras provienen principalmente de la actividad volcánica de la luna de Júpiter, Ío. Los gases atrapados por el campo magnético de Júpiter se ionizan con la radiación ultravioleta del Sol. La interacción de estos iones energéticos con otras moléculas de la atmósfera genera estos coloridos espectáculos.

FIGURA 24.25. Vista de la aurora de Júpiter tomada por el telescopio espacial Hubble. Este fenómeno se produce porque los electrones con elevada energía giran a gran velocidad a lo largo del campo magnético de Júpiter. Los electrones excitan a los gases atmosféricos y los hacen brillar (Cortesía de la NASA/John Clark).

Lunas de Júpiter

El sistema de satélites de Júpiter, que consta de 63 lunas descubiertas hasta ahora, se parece a un Sistema Solar en miniatura. Los cuatro satélites mayores fueron descubiertos por Galileo en 1610 y se denominan satélites galileanos (Figura 24.26). Los dos mayores, Calisto y Ganimedes, tienen casi el mismo tamaño que Mercurio, mientras que los dos más pequeños, Europa e Ío, tienen aproximadamente el tamaño de la Luna terrestre. Las ocho lunas mayores parecen haberse formado alrededor de Júpiter cuando el Sistema Solar se condensó.

Júpiter también tiene muchos satélites muy pequeños (de unos 20 km de diámetro) que giran en órbitas con direcciones opuestas (*movimiento retrógrado*) a las de las lunas más grandes y que tienen órbitas muy inclinadas con respecto al ecuador joviano. Esos satélites parecen ser asteroides que pasaron lo suficientemente cerca como para ser capturados gravitacionalmente por Júpiter, o los remanentes de colisiones con cuerpos mayores.

Las lunas galileanas pueden observarse con binoculares o con un telescopio pequeño y son interesantes por sí solas. Las imágenes de los *Voyagers 1* y *2* revelaron para la sorpresa de casi todos los geocientíficos, que cada uno de los cuatro satélites galileanos es un mundo único (Figura 24.26). La misión *Galileo* también reveló inesperadamente que la composición de cada satélite es

o ro a an medes alisto

FIGURA 24.26. Las cuatro lunas mayores de Júpiter (de izquierda a derecha) se denominan las lunas galileanas porque fueron descubiertas por Galileo. A. La luna más interior, o. Es uno de los únicos tres cuerpos vuelcan únicamente activos de los que se conoce su existencia en el Sistema Solar. B. Europa, la menor de las lunas galileanas, tiene una superficie helada que está cruzada por muchas estructuras lineales. C. Ganímedes, el mayor satélite joviano, exhibe zonas craterizadas, regiones lisas, y unas cubiertas por numerosos surcos paralelos. D. Calisto, el más externo de los satélites galileanos, está muy craterizado, parecido a la luna terrestre (Cortesía de la NASA/NGS Image Collection).

por completo diferente, lo que sugiere una evolución diferente para cada uno. Por ejemplo, Ganímedes tiene un núcleo dinámico que genera un fuerte campo magnético, no observado en otros satélites.

La más interna de las lunas galileanas, Ío, es posiblemente el cuerpo volcánicamente más activo descubierto en nuestro Sistema Solar. Hasta la fecha, se han descubierto más de 80 centros volcánicos sulfurosos activos. Se han visto elevarse de la superficie de Ío plumas en forma de paraguas hasta alturas próximas a los 200 km (Figura 24.27A). La fuente de calor que impulsa la actividad volcánica de Ío es la energía mareal generada por una incansable «interacción» entre Júpiter y los otros satélites galileanos, parecida al juego de la soga, donde Ío sería la cuerda. La fuerza gravitacional de Júpiter y de los otros satélites cercanos tira y empuja del abombamiento mareal de Ío a medida que su órbita, ligeramente excéntrica, lo acerca y lo aleja alternativamente de Júpiter. Esta flexión gravitacional de Ío se transforma en calor (similar a la curva hacia delante y hacia atrás de un clip) y provoca las espectaculares erupciones volcánicas sulfurosas de Ío. Además la lava, que se cree compuesta principalmente por silicatos, hace erupción con regularidad sobre su superficie (Figura 24.27B).

A.

B.

FIGURA 24.27. Una erupción volcánica en o. A. Esta pluma de gases volcánicos y fragmentos se eleva a más de 100 km por encima de la superficie de o. B. La zona roja clara en la parte izquierda de la imagen es lava que acaba de erupcionar (Cortesía de la NASA).

Anillos de Júpiter

Uno de los descubrimientos más inesperados realizado por el *Voyager 1* es el sistema de anillos de Júpiter. Más recientemente, el sistema de anillos fue investigado a fondo por la misión Galileo. Analizando cómo estos anillos dispersan la luz, los investigadores concluyeron que están compuestos por pequeñas partículas oscuras, de un tamaño similar a las partículas de humo. Además, la naturaleza débil de los anillos indica que estos fragmentos microscópicos están muy dispersos. El anillo principal está compuesto por partículas que se consideran fragmentos procedentes de las superficies de Metis y Adrastea, dos pequeñas lunas de Júpiter. Se cree que el impacto sobre las lunas de Júpiter Amalthea y Thebe fue el origen de los derrubios que formaron el anillo exterior Gossamer.

A veces los alumnos preguntan...

Además de la Tierra, ¿hay algún otro cuerpo del Sistema Solar que tenga agua líquida?

Se considera que los planetas más cercanos al Sol que la Tierra son demasiado cálidos como para contener agua líquida, y los que se encuentran más lejos del Sol son, en general, demasiado fríos (aunque algunas estructuras en Marte sugieren que pudo haber agua líquida abundante en algún momento de su historia). No obstante, las mejores perspectivas de encontrar agua líquida en nuestro Sistema Solar se encuentran debajo de las superficies de hielo de algunas lunas de Júpiter. Por ejemplo, se sospecha que Europa tiene un océano de agua líquida escondido debajo de su cubierta exterior de hielo. Las imágenes detalladas enviadas a la Tierra desde la nave espacial *alileo* han revelado que la superficie de hielo de Europa es bastante joven y exhibe grietas aparentemente llenas de líquido oscuro desde debajo. Esto sugiere que bajo este caparazón de hielo, Europa debe de tener un interior móvil y cálido, y quizá un océano. Dado que la existencia de agua en estado líquido es necesaria para la vida tal como la conocemos, ha habido mucho interés en enviar un satélite a Europa (y más tarde una plataforma capaz de lanzar un submarino robótico) para determinar si tiene también vida marina.

ENTENDER LA TIERRA

El estudio de la Tierra desde el espacio

RECUADRO 24.1

El 4 de julio de 1997, la sonda espacial *ars Pathfinder* aterrizó en la superficie cubierta de rocas de Marte y desplegó el vehículo con ruedas, *ojourner.* Durante los tres meses siguientes, la plataforma envió a la Tierra tres gigabits de datos, entre los cuales había 16.000 imágenes y 20 análisis químicos. El punto de aterrizaje fue un vasto paisaje ondulado esculpido por antiguas inundaciones. Se escogió el lugar de depósito de inundaciones con la esperanza de que hubiera una serie de tipos de roca que el vehículo *ojourner* pudiera examinar.

El *ojourner* transportó un espectrómetro de rayos X, partículas alfa y fotones (APXS) empleado para determinar la composición de las rocas y el «suelo» marciano (regolito) en el lugar de aterrizaje (Figura 24.A). Además, el vehículo era capaz de tomar imágenes de cerca de las rocas. A partir de estas imágenes, los investigadores concluyeron que las rocas eran ígneas. Sin embargo, primero se creyó que un objeto duro, blanco y plano llamado Scooby Doo era una roca sedimentaria, pero los datos del APXS sugieren que su composición química es como la del suelo de la zona. Por tanto, Scooby Doo es probablemente un suelo bien cementado.

En la actualidad, tres naves espaciales en órbita y dos vehículos operativos, *pirit* y *Opportunity*, continúan recopilando datos, como informes sobre la meteorología diaria, y de vez en cuando registran acontecimientos geológicos. En la Figura 24.B, imagen captada por la *ars Reconnaissance Orbiter,* pueden observarse nubes de polvo que se elevan inmediatamente después de una avalancha marciana cerca de su polo Norte.

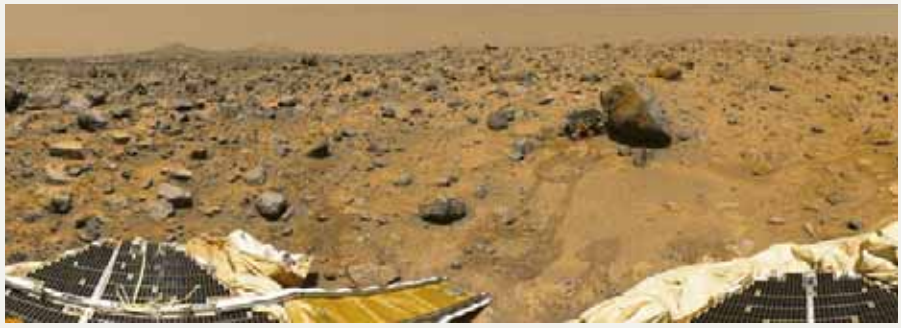


FIGURA 24.A. El vehículo del *Pathfinder,* el *ojourner* (izquierda), obteniendo datos sobre la composición química de una roca marciana conocida como Yogi (Cortesía de la NASA).

FIGURA 24.B. Una avalancha marciana se precipita por una empinada pendiente de unos 700 m de altura. Se cree que las capas rojizas son ricas en agua helada. Es posible que la avalancha esté compuesta de más hielo que de roca (Cortesía de la NASA).

Saturno, el planeta elegante

Saturno, que necesita más de 29 años terrestres para completar una revolución, está a una distancia del Sol casi el doble que Júpiter; sin embargo, su atmósfera, composición y estructura interna parecen ser notablemente similares a las de Júpiter. La característica más destacada de Saturno es su sistema de anillos, observado por primera vez por Galileo en 1610 (Figura 24.28). Con su telescopio primitivo, los anillos parecían dos cuerpos pequeños adyacentes al planeta. Su naturaleza anular la descubrió 50 años más tarde el astrónomo holandés Christian Huygens.

La atmósfera de Saturno es dinámica, como la de Júpiter (Figura 24.28). Aunque las bandas de nubes son más débiles y anchas cerca del ecuador, en la atmósfera de Saturno hay tormentas rotatorias similares al Gran Punto Rojo de Júpiter, además de intensos relámpagos. Aunque la atmósfera es casi un 75 por ciento de hidrógeno y un 25 por ciento de helio, las nubes están compuestas de amoniaco, hidrosulfuro de amonio y agua, cada uno segregado por temperatura. Al igual que Júpiter, las dinámicas de la atmósfera están impulsadas por el calor liberado por la compresión gravitacional.

Lunas de Saturno

El sistema de satélites de Saturno consta de 61 lunas conocidas de las cuales se ha dado nombre a 53. Las lunas

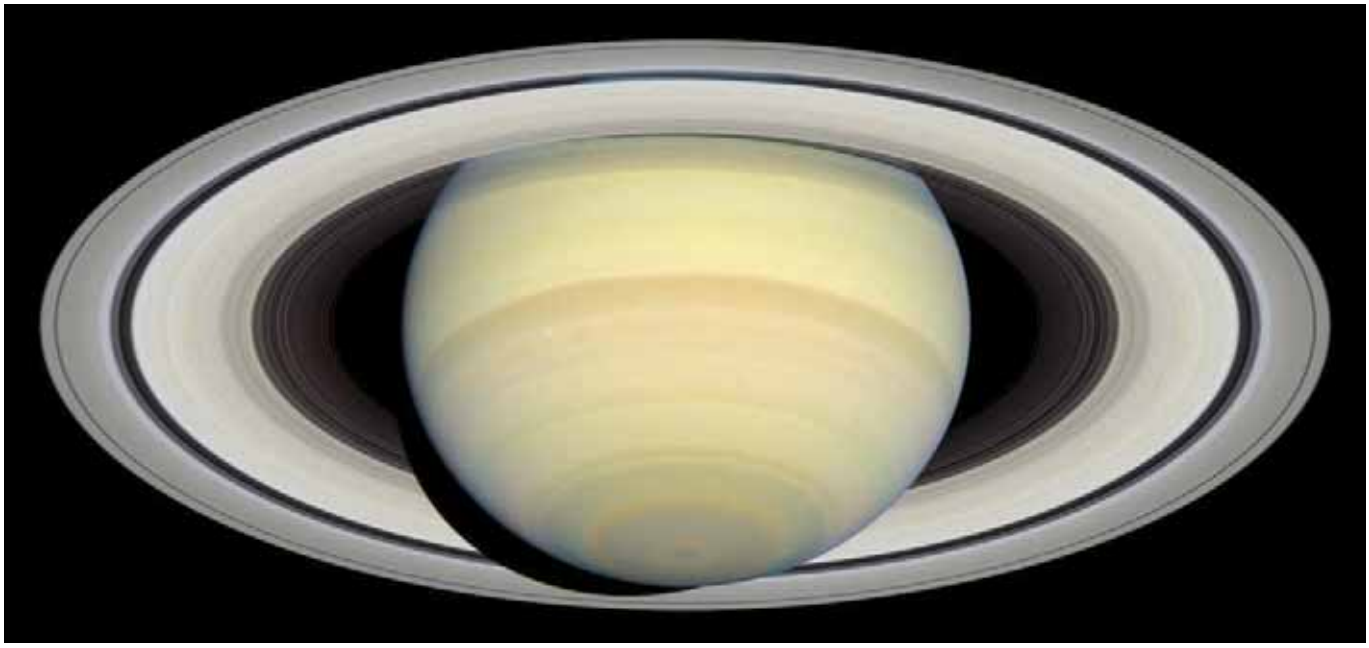


FIGURA 24.28. Esta imagen, tomada por el telescopio espacial Hubble que orbita la Tierra, muestra un sistema dinámico de anillos. Los dos anillos más claros, denominados el anillo A (exterior) y el anillo B (interior) están separados por la división Cassini. También puede observarse un segundo hueco pequeño como una fina línea en la parte exterior del anillo A (Cortesía de la NASA).

son bastante diferentes en cuanto a tamaño, forma, edad superficial y origen. Veintitrés de las lunas eran satélites «originales» que se formaron en tándem con su planeta progenitor. Al menos dos (Dione y Thetis) muestran signos de actividad tectónica; las fuerzas internas han resquebrajado sus superficies congeladas. Otras, como Hyperion, son tan porosas que los impactos agujerean su superficie, y es posible que Rhea tenga sus propios anillos (Figura 24.29). Muchas de las lunas más pequeñas de Saturno tienen formas irregulares y solo unas pocas decenas de kilómetros de diámetro.

La mayor luna de Saturno, Titán, es más grande que Mercurio y es el segundo satélite mayor del Sistema Solar. Titán y Tritón, de Neptuno, son los únicos satélites del Sistema Solar de los que se sabe que tienen una atmósfera sustancial. Titán fue visitada y fotografiada por la sonda *Huygens* en 2005. La presión atmosférica en la superficie de Titán es de alrededor de 1,5 veces la existente en la superficie terrestre, y su composición atmosférica consiste en alrededor de un 98 por ciento de nitrógeno y un 2 por ciento de metano con restos de compuestos orgánicos. Titán cuenta con formas y procesos geológicos similares a los de la Tierra, como la formación de dunas y una erosión parecida a la fluvial causada por «lluvia» de metano. Además, parece que hay lagos de metano líquido en las latitudes septentrionales.

Enceladus es otro de los satélites singulares de Saturno: uno de los pocos en los que se han observado erupciones activas (Figura 24.30). Se cree que la

FIGURA 24.29. El satélite Hyperion de Saturno golpeado por los impactos, fotografiado por la *Cassini Orbiter*. Los geólogos planetarios creen que la superficie de Hyperion es tan fina y porosa que los impactos la horadan (Cortesía de la NASA/JPL).

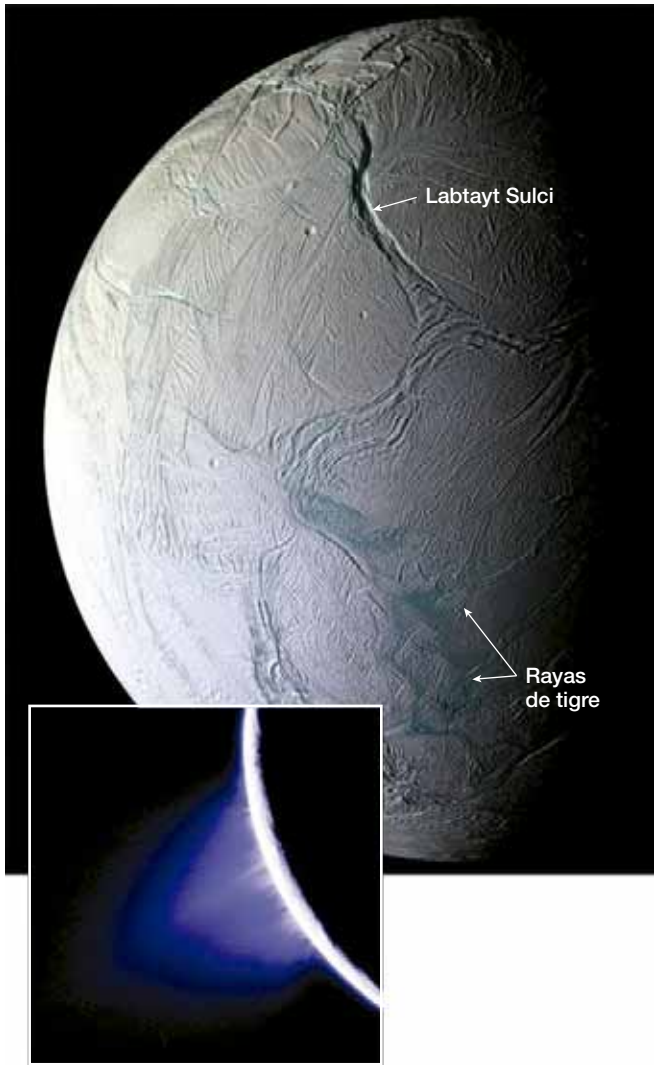


FIGURA 24.30. La nave espacial *Cassini* de la NASA capturó este mosaico del satélite helado, tectónicamente activo de Saturno, Enceladus. El hemisferio norte contiene una sima de 1 kilómetro de profundidad, con estructuras lineales, llamadas rayas de tigre, que son visibles en la parte inferior derecha. El detalle muestra los chorros que escupen partículas de hielo, vapor de agua, y compuestos orgánicos en la zona de las rayas de tigre (Cortesía de la NASA/JPL).

expulsión de gas, compuesto fundamentalmente por agua, es la fuente principal de reposición del material del anillo E de Saturno. Esta actividad parecida a un géiser tiene lugar en una zona denominada «rayas de tigre», compuesta por cuatro grandes fracturas con dorsales a cada lado.

Sistema de anillos de Saturno

A principios de la década de 1980, las misiones de los vehículos espaciales impulsados por energía nuclear *Voyager 1* y *2* exploraron Saturno a unos 160.000 km de su superficie. Se obtuvo más información en unos pocos días de la que se había adquirido desde que Galileo miró por primera vez con el telescopio este «elegante planeta» a principios del siglo XVII. Más recientemente las observaciones desde los telescopios terrestres, el telescopio espacial Hubble y la nave *Cassini-Huygens* han contribuido a nuestro conocimiento sobre el sistema de anillos de Saturno. En 1995 y 1996, cuando las posiciones de la Tierra y de Saturno permitieron ver los anillos de canto, pudo visualizarse los anillos más tenues y los satélites de Saturno. (Los anillos pudieron verse de nuevo en 2009).

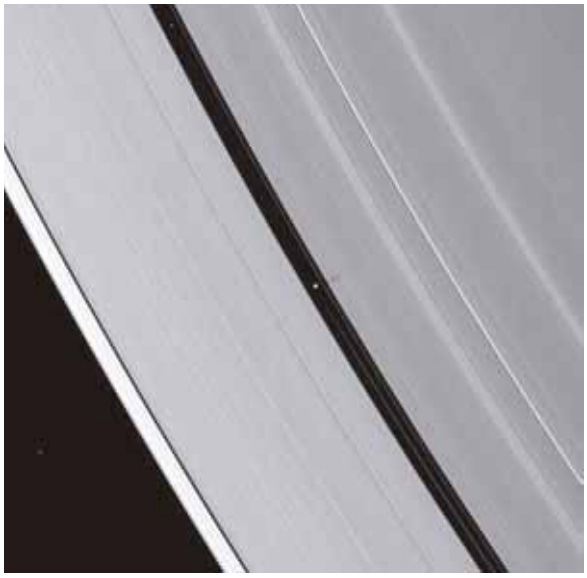
El sistema de anillos de Saturno se parece más a un gran disco en rotación de distintas densidades y luminosidad que a una serie de anillos independientes. Cada anillo está compuesto por partículas individuales (principalmente por hielo de agua con cantidades menores de derrubios rocosos) que rodean el planeta mientras impactan de forma regular unos contra otros. Solo hay unos pocos huecos; la mayoría de las zonas que parecen espacios vacíos o bien contienen finas partículas de polvo, o bien partículas de hielo recubiertas que no reflejan la luz con eficacia.

La mayoría de los anillos de Saturno se clasifican en dos categorías en función de su densidad. Los anillos principales de Saturno (brillantes), denominados A y B, están muy comprimidos y contienen partículas cuyo tamaño varía desde unos pocos centímetros (el tamaño de un guijarro) a decenas de metros (el tamaño de una casa), pero la mayoría son del tamaño de una bola de nieve grande (*véase* Figura 24.28). En los anillos densos, las partículas colisionan con frecuencia cuando orbitan alrededor del planeta. Los principales anillos de Saturno, A y B, tienen 40.000 km de anchura, pero son muy delgados, de 10 a 30 m de arriba abajo.

En el otro extremo están los anillos más débiles (C, D, F, G, y E). El anillo más exterior de Saturno, que no es visible en la Figura 24.28, está compuesto por partículas muy dispersas del tamaño del humo. Se cree que los anillos más débiles son más gruesos (de 100 a 1.000 m) que los anillos más luminosos de Saturno, pero no existen aún pruebas concluyentes.

Los estudios han demostrado que la influencia gravitacional de las lunas cercanas tiende a guiar las partículas de los anillos alterando sus órbitas (Figura 24.31). Por ejemplo, el anillo F, que es muy estrecho, parece ser producto de los satélites situados a cada lado que confinan al anillo tirando de las partículas que intentan escapar. Por el contrario la División Cassini, un espacio claramente visible en la Figura 24.28, se forma debido al tirón gravitacional de la luna de Júpiter, Mimas.

Se cree que las partículas de los anillos son derrubios expulsados de estas lunas. También es posible que el material se recicle de manera continua entre los anillos y las lunas anulares. Las lunas de los anillos arrastran partículas de manera gradual, que son expulsadas



A.

B.

FIGURA 24.31. Dos de las lunas de los anillos de Saturno. A. Pan es una pequeña luna de unos 30 km de diámetro que orbita en el espacio Encke, situado en el anillo A. Es responsable de mantener abierto el hueco Encke. B. Prometheus, una luna con forma de patata, actúa como asesor de los anillos. Su gravedad ayuda a confinar las pequeñas lunas del delgado anillo F de Saturno (Cortesía de la NASA/JPL).

posteriormente por colisiones con grandes fragmentos de material anular, o quizá por colisiones energéticas con otras lunas. Así, parece que los anillos planetarios no son las estructuras atemporales que habíamos creído; antes bien, se reinventan de manera continua.

El origen de los sistemas de anillos planetarios es todavía objeto de debate. Quizá los anillos se formaron simultáneamente y del mismo material que los planetas y las lunas condensándose a partir de una nube aplanada de polvo y gases que rodeaba el planeta progenitor. O quizá se formaron después, cuando una luna o un asteroide grande se separó gravitacionalmente tras desviarse demasiado cerca de un planeta. Aún otra hipótesis sugiere que un cuerpo extraño sacudió y apartó una de las lunas del planeta. Los fragmentos procedentes de este impacto tenderían a empujarse unos a otros y formarían un anillo plano y delgado. Los investigadores esperan que se haga más luz sobre el origen de los anillos planetarios cuando la nave espacial *Cassini* continúe su exploración de Saturno.

Urano y Neptuno, los gemelos

La Tierra y Venus tienen rasgos similares, pero Urano y Neptuno quizá merezcan más el apodo de «gemelos». Tienen casi el mismo diámetro: unas cuatro veces el tamaño de la Tierra. Ambos muestran un color azulado, atribuible al metano de sus atmósferas. Sus días tienen casi la misma duración y sus núcleos están compuestos por silicatos rocosos y por hierro, parecidos a otros gigantes gaseosos. Se cree que sus mantos, compuestos principalmente por agua, amoniaco, y metano, son completamente diferentes a los de Júpiter y Saturno (*véase* Figura 24.3). Una de las diferencias más pronunciadas entre Urano y Neptuno es el tiempo que tardan en completar una revolución alrededor del Sol: 84 y 165 años terrestres, respectivamente.

Urano: el planeta «de canto»

Una característica exclusiva de Urano es su eje de rotación, que se encuentra casi paralelo a su eclíptica (rota «sobre su lado»). Su movimiento rotacional, por consiguiente, se parece más al de una pelota que rueda que al de una peonza (Figura 24.32). Es probable que esta inusual característica de Urano se deba a un enorme impacto que puso al planeta de canto con respecto a su órbita original al principio de su evolución.

Urano, que se creía que carecía de meteorología, muestra evidencia de grandes sistemas de tormentas del tamaño de Estados Unidos. Las fotografías recientes tomadas por el telescopio espacial Hubble también muestran bandas de nubes compuestas principalmente de hielo de amoniaco y de metano, parecido a otros sistemas de nubes de otros gigantes gaseosos.

Lunas de Urano

Vistas espectaculares desde el *Voyager 2* de las cinco lunas mayores de Urano muestran terrenos muy variados. Algunas tienen largos y profundos cañones y

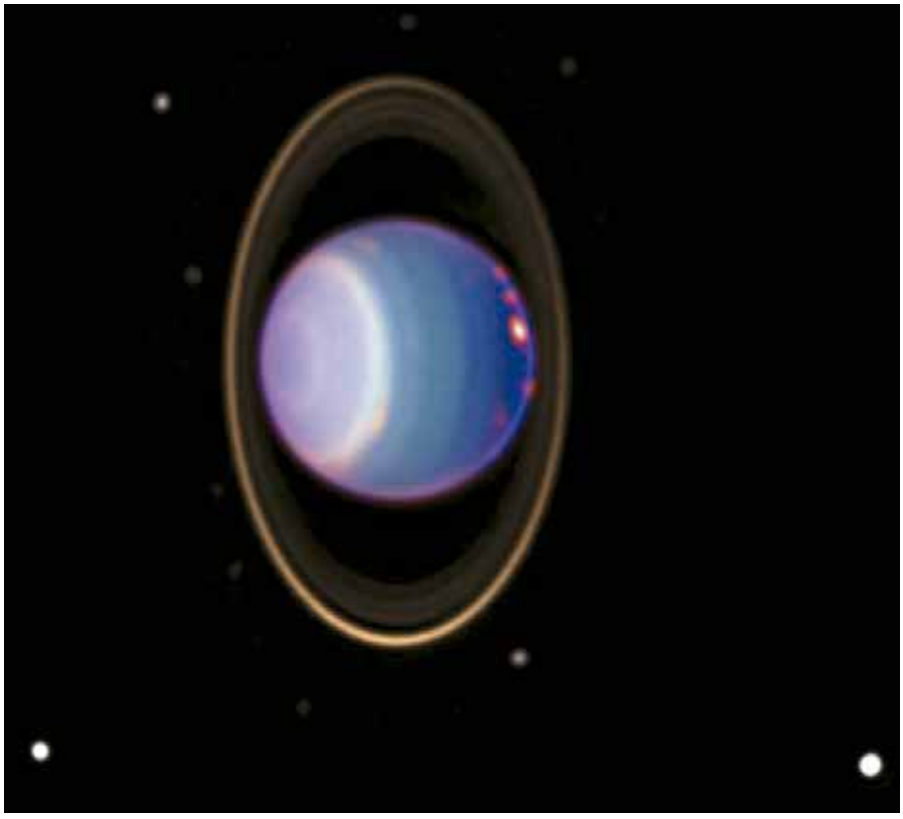


FIGURA 24.32. Urano rodeado por sus anillos principales y 10 de sus 17 lunas conocidas. También son visibles los patrones de nubes y varios sistemas de nubes ovales. La imagen de falso color fue generada a partir de los datos obtenidos por la cámara de infrarrojos cercanos del Hubble (Imagen del telescopio espacial Hubble cortesía de la NASA).

acantilados lineales, mientras que otras poseen grandes áreas lisas sobre superficies, por lo demás, acribilladas de cráteres (Figura 24.33). Los estudios realizados en el Jet Propulsion Laboratory de California sugieren que Miranda, la más interna de las cinco lunas más grandes, ha experimentado actividad geológica reciente; probablemente impulsada por el calentamiento gravitacional, como ocurre en Ío.

Anillos de Urano

Un descubrimiento sorprendente realizado en 1977 reveló que Urano tiene un sistema de anillos. Este hallazgo se produjo conforme Urano pasaba por delante de una estrella distante y bloqueó su visión, un proceso denominado *ocultación* (*occult* = escondido). Los observadores vieron la estrella «parpadear» brevemente cinco veces (lo que significa cinco anillos) antes de la ocultación principal y luego otras cinco veces más (*véase* Figura 24.32). Las observaciones más recientes sobre el terreno y desde el espacio indican que Urano tiene al menos diez afilados anillos diferenciados que orbitan alrededor de su región ecuatorial. Entremezclados entre estas distintivas estructuras hay anchas láminas de polvo.

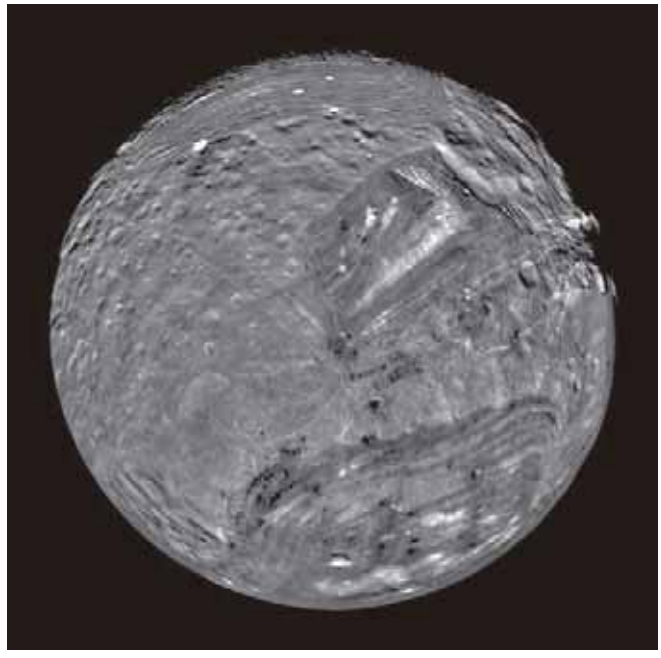


FIGURA 24.33. Imagen de la luna de Urano, Miranda, obtenida por el *oyager* . La superficie de Miranda la conforman tanto un terreno antiguo, muy craterizado, como uno reciente que contrasta y que se caracteriza por simas, acantilados y dorsales (Cortesía de la NASA/USGS).

Neptuno: el planeta ventoso

Debido a su gran distancia de la Tierra, los astrónomos conocían muy poco sobre Neptuno hasta 1989. Doce años y casi 4.500 miles de millones de kilómetros de viaje de la *Voyager 2* proporcionaron a los investigadores una increíble oportunidad para ver el planeta más exterior del Sistema Solar.

Neptuno tiene una atmósfera dinámica, muy parecida a la del resto de los planetas jovianos (Figura 24.34). Vientos que superan los 2.400 km por hora rodean al planeta convirtiéndolo en uno de los lugares más ventosos del Sistema Solar. Recordemos que Neptuno exhibe grandes puntos oscuros que parecen tormentas de rotación similares al Gran Punto Rojo de Júpiter. Sin embargo, las tormentas de Neptuno parecen durar comparativamente poco, solo unos pocos años. Otra característica que Neptuno comparte con los otros planetas jovianos son capas de nubes blancas similares a cirros (probablemente de metano congelado) unos 50 km por encima del principal banco de nubes.

Lunas de Neptuno

Neptuno tiene 13 satélites conocidos, el mayor de ellos es la luna Tritón; los 12 restantes son pequeños cuerpos de forma irregular. Tritón es la única gran luna del Sistema Solar que exhibe un movimiento retrógrado, lo que indica que con mucha probabilidad se formó de manera independiente y más tarde fue capturado gravitacionalmente por Neptuno (Figura 24.35).

Tritón y otras lunas heladas expulsan hielos «fluidos», una sorprendente manifestación de vulcanismo. El **criovulcanismo** (del griego *kryos*, que significa «helado») describe la erupción de magmas procedentes de la fusión parcial del hielo y no de rocas silicatadas. El magma helado de Tritón es una mezcla de hielo de agua, metano, y probablemente amoniaco. Cuando se fusiona parcialmente, esta mezcla se comporta como lo hace la roca fundida en la Tierra. De hecho, al alcanzar la superficie, estos magmas pueden generar lentos flujos de lavas congeladas, o en ocasiones, provocar erupciones explosivas. Una columna eruptiva explosiva puede generar el equivalente helado de la lava volcánica. En 1989, el *Voyager 2* detectó plumas activas sobre Tritón que ascendían hasta 8 km por encima de la superficie y se desplazaban a favor del viento a lo largo de 100 km. En otros ambientes, se forman lavas heladas que pueden fluir grandes distancias desde su origen, igual que las coladas basálticas fluidas de Hawái.

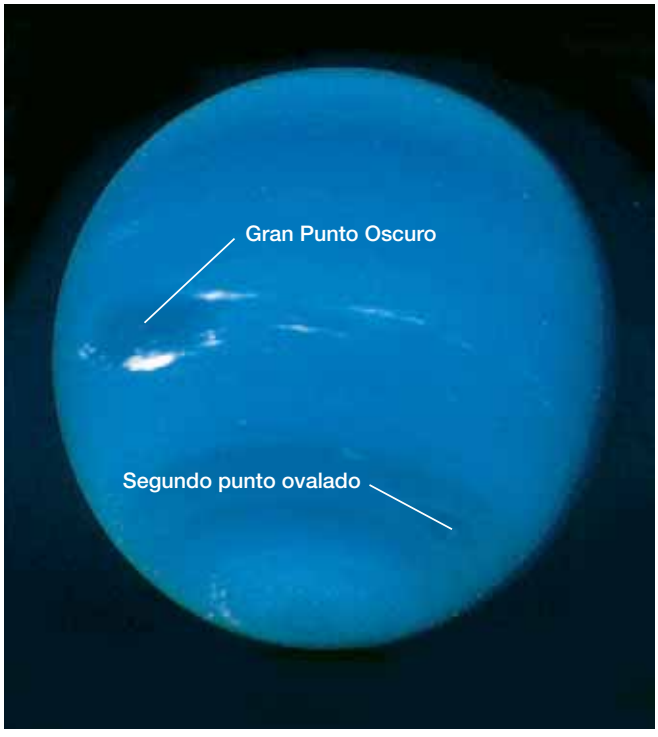


FIGURA 24.34. Esta imagen de Neptuno muestra el Gran Punto Oscuro (centro izquierda). También son visibles nubes brillantes de tipo cirro que se mueven a gran velocidad alrededor del planeta. Un segundo punto oval se encuentra en la latitud sur en el extremo este del planeta (Cortesía del Jet Propulsion Laboratory).

FIGURA 24.35. Este montaje muestra a Tritón, la mayor luna de Neptuno, con Neptuno al fondo. En la parte inferior de la imagen se puede observar el viento en Tritón y el casquete polar meridional erosionado por la sublimación. La sublimación es el proceso mediante el cual un sólido (hielo) se transforma directamente en un gas (Cortesía de la NASA/JPL).

Anillos de Neptuno

Neptuno tiene cinco anillos con nombre, dos de los cuales son anchos y tres estrechos: puede que no superen los 100 km de anchura. El anillo exterior parece estar confinado parcialmente por el satélite Galatea. Los anillos de Neptuno son muy similares a los de Júpiter en su tenue aspecto, lo que sugiere que están compuestos principalmente por partículas del tamaño del polvo. Los anillos de Neptuno también muestran colores rojizos, lo que indica una composición orgánica del polvo.

CUERPOS MENORES DEL SISTEMA SOLAR

Existen infinitos fragmentos de derrubios en los amplios espacios que separan los ocho planetas y en los confines exteriores del Sistema Solar. En 2006 la Unión Astronómica Internacional organizó los objetos del Sistema Solar no clasificados como planetas o lunas en dos amplias categorías: (1) planetas enanos y (2) pequeños cuerpos del Sistema Solar como *asteroides, cometas, y meteoroides*. El agrupamiento más reciente, el de los planetas enanos, abarca desde Ceres, el objeto más grande conocido en el cinturón de asteroides, a Plutón, antes considerado un planeta.

Los asteroides y los meteoroides están compuestos por material rocoso o metálico con composiciones parecidas a la de los planetas terrestres. Se distinguen por su tamaño: los asteroides tienen más de 100 m de diámetro, mientras que los meteoroides miden menos de 100 m. Por otro lado, los cometas son acumulaciones sueltas de hielos, polvo y pequeñas partículas rocosas que se originan en los confines del Sistema Solar.

Asteroides: residuos de los planetesimales

Los **asteroides** son cuerpos pequeños (planetesimales) remanentes de la formación del Sistema Solar, por lo que su antigüedad se estima en unos 4.600 millones de años. La mayoría de los asteroides orbitan alrededor del Sol entre Marte y Júpiter en la región conocida como el **cinturón de asteroides** (Figura 24.36). Solo cinco de ellos tienen más de 400 km de diámetro, pero el Sistema Solar alberga un número estimado de uno a dos millones de asteroides mayores de 1 kilómetro, y muchos millones que son más pequeños. Algunos viajan a lo largo de órbitas excéntricas que los llevan muy cerca del Sol, y otros pasan regularmente cerca de la Tierra y de la Luna (asteroides que cruzan la Tierra). Es probable que muchos de los grandes cráteres de impactos recientes sobre la Luna y la Tierra fueran el resultado de colisiones con asteroides. Se conocen unos 2.000 asteroides que cruzan la órbita de la Tierra, un tercio de los cuales tiene más de 1 kilómetro de diámetro. Es inevitable que vuelvan a producirse colisiones entre un asteroide y la Tierra (Recuadro 24. 2).

Debido a que muchos asteroides tienen formas irregulares, los geólogos planetarios especularon primero con la posibilidad de que fueran fragmentos de un planeta roto que una vez orbitó entre Marte y Júpiter (Figura 24.37). Sin embargo, se calcula que la masa total de los asteroides es solo de una milésima parte la de la Tierra, que a su vez no es un planeta grande. Hoy, la mayoría de los investigadores coinciden en que los asteroides son derrubios remanentes de la nebulosa solar. Los asteroides tienen densidades menores de lo que señalaron los científicos originalmente, lo que sugiere que son cuerpos porosos, como escombros apilados que se mantienen unidos.

En febrero de 2001, una nave espacial estadounidense se convirtió en el primer visitante de un asteroide. Aunque no había sido diseñada para aterrizar, la nave *NEAR Shoemaker* aterrizó satisfactoriamente sobre Eros

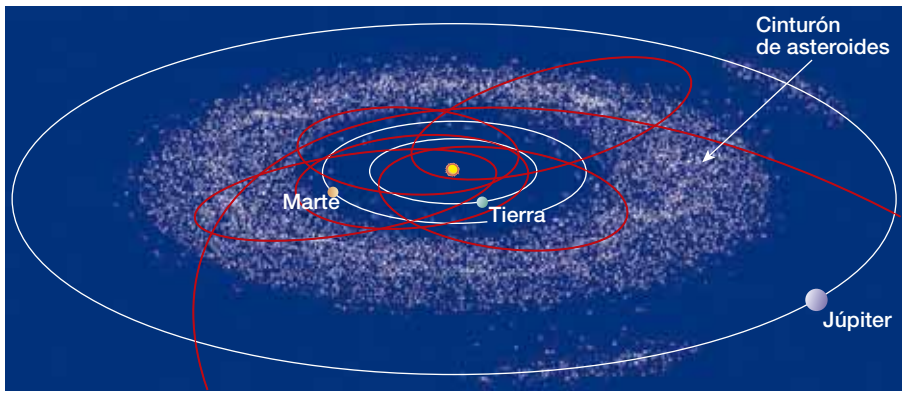


FIGURA 24.36. Las órbitas de los principales asteroides se encuentran entre Marte y Júpiter. También se muestran las órbitas conocidas de unos pocos asteroides próximos a la Tierra.

La Tierra como sistema

¿Está la Tierra en una dirección de colisión?

RECUADRO 24.2

El Sistema Solar está repleto de asteroides, cometas activos y cometas extintos. Estos fragmentos viajan a grandes velocidades y pueden golpear la Tierra con la fuerza explosiva de una bomba nuclear potente.

En las últimas décadas, cada vez ha resultado más claro que los cometas y los asteroides han chocado contra la Tierra con mucha más frecuencia de lo que previamente se sabía. La prueba se encuentra en estructuras de impacto gigantes que han podido identificarse (Figura 24.C). (Muchos de ellos se atribuyeron erróneamente al resultado de algún proceso volcánico.) Y la mayoría de las estructuras de impacto son tan antiguas y están tan erosionadas que no fueron descubiertas hasta que se dispuso de imágenes por satélite (Figura 24.D). Una notable excepción es un cráter de aspecto muy reciente que se encuentra cerca de Winslow, Arizona, y se conoce como Meteor Crater (*véase* Figura 24.42). Este cráter fue producido por un cuerpo relativamente pequeño, del tamaño aproximado de una piscina olímpica (50 m de diámetro).

Hace unos 65 millones de años un gran asteroide de aproximadamente 10 km de diámetro chocó contra la Tierra cerca de la península de Yucatán en México. Este impacto puede haber causado la extinción de los dinosaurios, así como casi el 50 por ciento de todas las especies vegetales y animales (*véase* Capítulo 22).

Más recientemente, una explosión espectacular se ha atribuido a la colisión de nuestro planeta con un cometa o asteroide. En 1908, en una región remota de Siberia, explotó una «bola de fuego» que parecía más brillante que el Sol, con una fuerza violenta. Las ondas del choque rompieron ventanas y provocaron reverberaciones que se escucharon a una distancia de hasta 1.000 km. El «*acontecimiento Tungus a* , como se le denomina, descorchó, arrancó ramas, y derribó árboles a 30 km de distancia del epicentro. Pero las expediciones a la zona no encontraron pruebas de un cráter de impacto, ni fragmentos metálicos de ningún tipo. Evidentemente la explosión, cuya potencia fue por lo menos similar a una bomba nuclear de 10 megatones, se produjo a muy pocos kilómetros por encima de la superficie. Lo más probable es que fuera la muerte de un cometa o quizá de un asteroide pétreo. No está claro por qué explotó antes del impacto.

Los peligros de vivir con estos objetos pequeños, pero mortales, en el espacio llegaron de nuevo a la opinión pública en 1989, cuando un asteroide de casi un kilómetro estuvo a tiro de la Tierra. Estuvo a dos veces la distancia de la Luna. Viajando a 70.000 km por hora, pudo haber producido un cráter de 10 km de diámetro y quizá 2 km de profundidad. Como indicó un observador, «tarde o temprano volverá». Atravesó nuestra órbita justo 6 h por delante de la Tierra. Las estadísticas demuestran que colisiones de esta tremenda magnitud deben tener lugar cada pocos centenares de millones de años y podrían tener consecuencias dramáticas para la vida en la Tierra. Las colisiones con cuerpos mayores de 6 km, provocaron extinciones en masa, que se esperan cada 100 millones de años.

Los científicos de la NASA rastrean continuamente los objetos cercanos a la Tierra. Cuando los asteroides o los cometas pasan cerca de cualquier gran cuerpo del Sistema Solar, sus órbitas pueden alterarse por la interacción gravitacional, que puede enviarles de camino hacia la Tierra. Desde mayo de 2009, se han descubierto más de 6.000 objetos cercanos a la Tierra, de los cuales algo más de 1.000 han sido clasificados como asteroides potencialmente peligrosos.

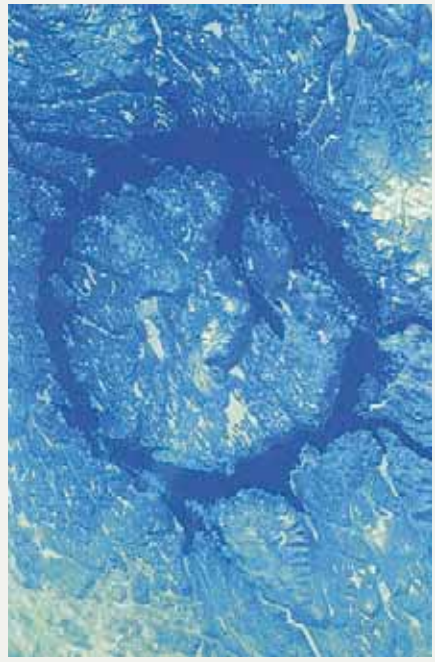


FIGURA 24.D. Manicouagan, Quebec, es una estructura de impacto erosionada de 200 millones de años de antigüedad. El lago perfila el resto del cráter, que tiene un diámetro de 70 km. Las fracturas relacionadas con este acontecimiento se extienden hacia fuera otros 30 km (Cortesía de la U. S. Geological Survey).

FIGURA 24.C. Mapa mundial de las principales estructuras de impacto. Cada año se identifican más (Datos del Griffith Observatory).

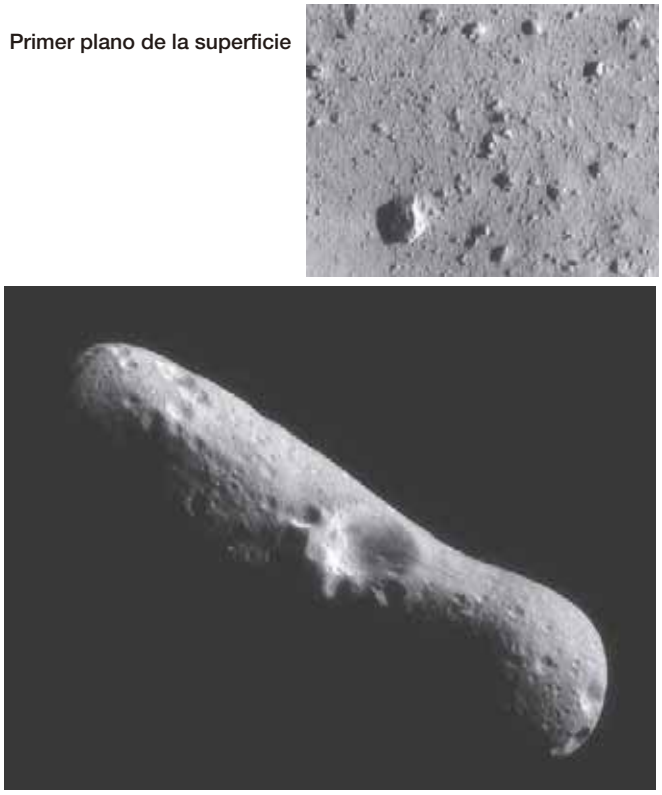


FIGURA 24.37. Imagen del asteroide Eros obtenida por la sonda *EAR- hoema er*. El detalle muestra un primer plano de la desierta superficie rocosa de Eros (Cortesía de la NASA).

y generó información que ha dejado a los geólogos planetarios intrigados y perplejos. Las imágenes obtenidas mientras la nave espacial se movía a una velocidad de 6 km por hora hacia la superficie de Eros revelaron una superficie rocosa y árida compuesta de partículas cuyo tamaño oscilaba entre el polvo fino y bloques de hasta 10 m de diámetro (Figura 24.37). Inesperadamente los investigadores descubrieron que los derrubios finos se concentran en las zonas inferiores que forman depósitos planos parecidos a estanques. Alrededor de las áreas bajas, el paisaje está marcado por una abundancia de bloques grandes.

Una de las diversas hipótesis consideradas como una explicación para la topografía llena de bloques es el temblor sísmico, que desplazaría los bloques hacia arriba a medida que hundirían los materiales más pequeños. De manera análoga a lo que ocurre cuando se agita una lata de frutos secos variados, los materiales más grandes suben a la parte superior, mientras que los materiales más pequeños se depositan en el fondo.

Evidencias indirectas provenientes de meteoritos sugieren que algunos asteroides pueden haber sido calentados por un enorme acontecimiento de impacto. Es posible que se fusionaran por completo unos cuantos grandes asteroides, provocando que se diferenciara entre el denso núcleo de hierro y el manto rocoso. En noviembre de 2005, la sonda japonesa, *Hayabusa,* aterrizó sobre un pequeño asteroide cercano a la Tierra llamado 25143 Itokawa y está programado para que envíe muestras a la Tierra antes de junio de 2010.

Cometas: bolas de nieve sucias

Los **cometas**, como los asteroides, son material sobrante de la formación del Sistema Solar. Están compuestos de material rocoso, polvo, hielo de agua y gases congelados (amoniaco, metano y dióxido de carbono), de ahí el sobrenombre de «bolas de nieve sucias». Recientes misiones espaciales a cometas han revelado que sus superficies están secas y polvorientas, lo que indica que sus hielos están ocultos bajo una capa rocosa.

La mayoría de los cometas residen en los confines del Sistema Solar y tardan cientos de miles de años en completar una sola órbita alrededor del Sol. Sin embargo, unos pocos *cometas de periodo corto* (con periodos orbitales de menos de 200 años), como el cometa Halley, tienen encuentros regulares con el Sistema Solar interno (Figura 24.38). El cometa de periodo más corto (cometa de Encke) orbita alrededor del Sol una vez cada tres años.

Todos los fenómenos asociados a los cometas provienen de un pequeño cuerpo central denominado **núcleo**. Estas estructuras suelen tener de 1 a 10 km de diámetro, pero se han observado núcleos de 40 km de diámetro. Cuando los cometas alcanzan el Sistema Solar interno, la energía solar comienza a vaporizar sus hielos. Los gases que se liberan portan polvo de la superficie del cometa, produciendo un halo resplandeciente, denominado **cabellera** o **coma** (Figura 24.39). Dentro de la cabellera, a veces puede detectarse un pequeño núcleo resplandeciente con un diámetro de tan solo unos pocos kilómetros.

Conforme los cometas se aproximan al Sol, la mayoría desarrolla una cola que se prolonga a lo largo de millones de kilómetros. La cola de un cometa apunta en la dirección opuesta al Sol de una manera ligeramente curvada (Figura 22.38), lo que llevó a los primeros astrónomos a proponer que el Sol tiene una fuerza repulsiva que hace retroceder las partículas de la cabellera, formando así la cola. Los científicos han identificado dos fuerzas solares que contribuyen a esta formación. Una es la *presión de radiación,* provocada por la energía radiante (luz) que emite el Sol, y la otra es el *viento solar,* un flujo de partículas cargadas eyectadas desde el Sol. A veces, se produce una sola cola compuesta de polvo y gases ionizados, pero a menudo se observan dos colas (Figura 24.40). Las partículas de polvo más pesadas producen una cola ligeramente curvada que sigue la órbita de los cometas; mientras que los gases ionizados muy ligeros son empujados directamente hacia el lado contrario al Sol, formando así la segunda cola.

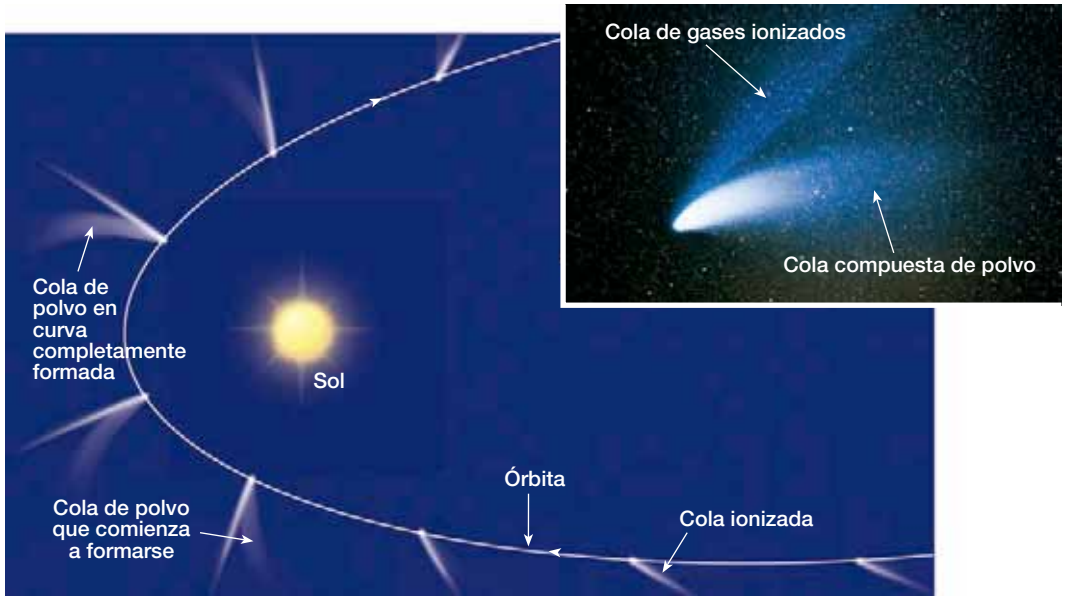


FIGURA 24.38. Orientación de la cola del cometa a medida que gira en su órbita alrededor del Sol.

A medida que la órbita del cometa lo aleja del Sol, los gases que forman la cabellera vuelven a condensarse, la cola desaparece y el cometa vuelve a convertirse en un depósito de frío. El material que se expulsó de la cabellera para formar la cola se pierde para siempre. Una vez expulsados todos los gases, el cometa inactivo, que es muy parecido a un asteroide, continúa la órbita sin cabellera ni cola. Por consiguiente, se cree que son pocos los cometas que permanecen activos durante más de unos pocos centenares de órbitas cerca del Sol.

Las primeras muestras de la cabellera de un cometa (el cometa Wild 2) fueron enviadas a la Tierra en enero de 2006 por la nave espacial *Stardust* de la NASA (Figura 24.41). Las imágenes de la *Stardust* muestran que la superficie del cometa estaba repleta de depresiones con el fondo plano aparentemente secas, aunque

FIGURA 24.39. Cabellera del cometa Holmes orbitando alrededor del Sol. El núcleo del cometa es el punto claro en el centro. El cometa Holmes, que orbita alrededor del Sol cada seis años, estuvo inusualmente activo durante su entrada más reciente al Sistema Solar interno (Imagen del telescopio espacial Spitzer, cortesía de la NASA).

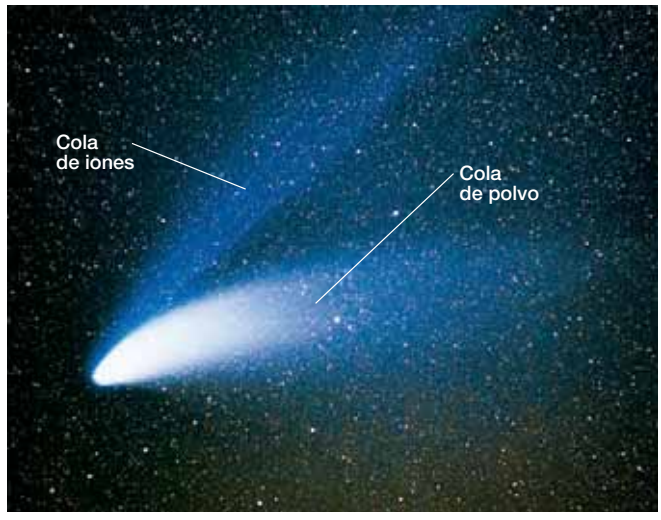


FIGURA 24.40. Cometa Hale-Bopp. Las dos colas que se ven en la fotografía tienen una longitud entre 10 y 15 millones de millas (Fotografía de la Peoria Astronomial Society de Eric Clifton y Greg Neaveill).

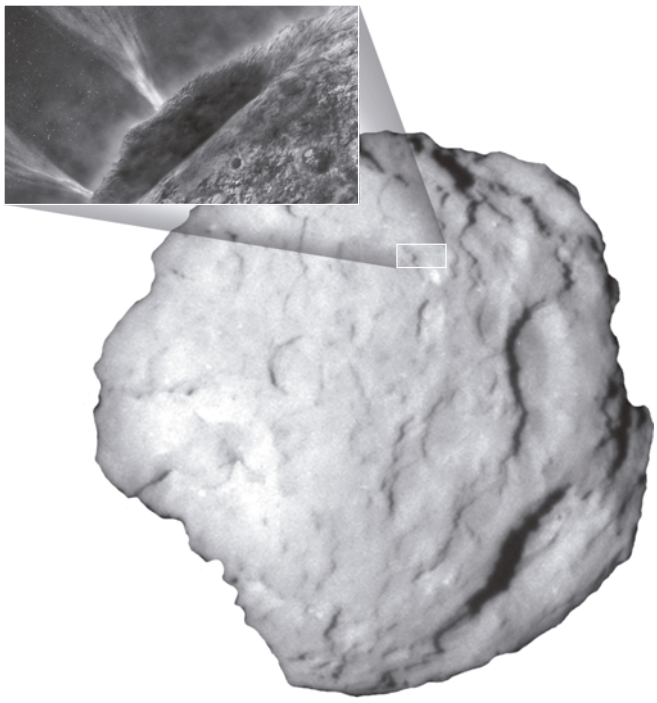


FIGURA 24.41. El cometa Wild 2, capturado por la nave espacial *tardust* de la NASA durante su vuelo de reconocimiento del cometa. En el detalle, la visión artística que muestra los chorros de gas y polvo que emanan del cometa Wild 2 (Cortesía de la NASA).

había al menos 10 chorros gaseosos activos. Los estudios de laboratorio revelaron que la cabellera contenía una amplia gama de compuestos orgánicos, además de cantidades sustanciales de cristales de silicatos.

La mayoría de los cometas se originan en una de dos regiones del Sistema Solar: el *cinturón de Kuiper* o *la nube de Oort*. En la región denominada **cinturón de Kuiper**, en honor al astrónomo Gerald Kuiper, que había predicho su existencia, se encuentran los cometas que orbitan el Sistema Solar externo, más allá de Neptuno (*véase* Figura 24.1). Se cree que esta estructura en forma de disco contiene cerca de mil millones de objetos de más de un kilómetro. Sin embargo, la mayoría de los cometas son demasiado pequeños y están demasiado lejos como para ser observados desde la Tierra, aun utilizando el telescopio espacial Hubble. Como los asteroides del Sistema Solar interno, la mayoría de cometas del cinturón de Kuiper se mueven en órbitas casi elípticas que se sitúan casi en el mismo plano que los planetas. Una colisión casual entre dos cometas del cinturón de Kuiper, o la influencia gravitacional de uno de los planetas jovianos, puede alterar ocasionalmente la órbita de un cometa lo bastante como para enviarlo al Sistema Solar interno y a nuestro campo de visión.

El cometa Halley se originó en el cinturón de Kuiper. Su periodo orbital tiene una media de 76 años y cada una de sus 29 apariciones desde el año 240 a.C. fue registrada por los astrónomos chinos. Este registro es un testimonio de su dedicación como observadores astronómicos y de la resistencia de su cultura. Cuando se vio en 1910, el cometa Halley había desarrollado una cola de casi 1,6 millones de km de largo y era visible durante las horas diurnas.

En 1986, la aparición nada espectacular del cometa Halley fue una decepción para muchos habitantes del hemisferio norte que habían anticipado un espectáculo magnífico. Sin embargo, fue durante su visita más reciente al Sistema Solar interno cuando la sonda europea *Giotto* se aproximó a 600 km del núcleo del cometa y obtuvo las primeras imágenes de la estructura del cometa. Sabemos ahora que el núcleo tiene forma de patata y un tamaño de unos 15 por 8 km. Su superficie es irregular y está llena de hoyos en forma de cráteres. Cuando fue observado por *Giotto*, solo alrededor del 10 por ciento de la superficie del cometa emitía chorros activos, que fueron visibles cuando la luz del Sol llegó a la superficie. El resto del área superficial del comenta parecía estar cubierta por una capa oscura que puede consistir en material orgánico. Esta capa oscura permite la absorción de energía solar que impulsa la expulsión de gases.

La **nube de Oort**, en homenaje al astrónomo holandés Jan Oort, está formada por cometas que se distribuyen en todas direcciones desde el Sol, formando una concha esférica alrededor del Sistema Solar. Se cree que la mayoría de los cometas de la nube de Oort orbitan el Sol a distancias mayores que 10.000 veces la distancia entre la Tierra y el Sol. Se cree que el efecto gravitacional de una estrella pasajera distante envía un cometa ocasional de la nube de Oort hacia una órbita muy excéntrica que lo transporta hacia el Sol. Sin embargo, solo una pequeña porción de los cometas de la nube de Oort tienen órbitas que los lleven al Sistema Solar interior.

Meteoroides: visitantes de la Tierra

Casi todos hemos visto un **meteoro**, normalmente denominado «estrella fugaz». Este rayo de luz dura entre un parpadeo y unos pocos segundos y se produce cuando una pequeña partícula sólida, un **meteoroide**, entra en la atmósfera terrestre desde el espacio interplanetario. El calor, creado por la fricción entre el meteoroide y el aire, produce la luz que vemos surcar el cielo. La mayoría de meteoroides se origina a partir de una de las tres fuentes siguientes: (1) derrubios interplanetarios que no fueron atraídos gravitacionalmente por los planetas durante la formación del Sistema Solar, (2) material desplazado de manera continua desde el cinturón de asteroides y (3) restos sólidos de cometas que se habían movido cerca de la órbita terrestre. Se cree que unos pocos meteoroides

son fragmentos de la Luna, o posiblemente de Marte, que fueron expulsados cuando un asteroide impactó contra estos cuerpos. Antes de que los astronautas de la nave *Apollo* trajeran rocas lunares a la Tierra, los meteoritos eran los únicos materiales extraterrestres que podían estudiarse en el laboratorio.

Los meteoroides con diámetros menores de 1 metro suelen evaporarse antes de alcanzar la superficie de la Tierra. Algunos, denominados *micrometeoritos,* son tan pequeños que su velocidad de caída se hace demasiado pequeña como para quemarlos, de manera que quedan en forma de polvo espacial. Los investigadores estiman que miles de meteoroides entran en la atmósfera terrestre cada día. Después de la puesta del Sol en una noche clara, media docena o más brillan lo suficiente como para ser vistos cada hora, a simple vista, desde cualquier parte de la Tierra.

En ocasiones, la visión de los meteoros aumenta notablemente a 60 o más por hora. Estas exhibiciones denominadas **lluvias de meteoros**, se producen cuando la Tierra encuentra un enjambre de meteoroides que viajan en la misma dirección y a casi la velocidad de la Tierra. La estrecha asociación de esos enjambres con las órbitas de algunos cometas sugiere que representan material perdido por esos cometas (Tabla 24.2). Algunos enjambres no asociados con órbitas de cometas conocidos son probablemente los restos del núcleo de un cometa que desapareció ya hace tiempo. Se cree que la gran lluvia de *meteoros de Perseida* que se produce cada año en torno al 12 de agosto son los restos del cometa *Swift-Tuttle* en acercamientos previos al Sol.

Es probable que la mayoría de los meteoroides lo suficientemente grandes como para sobrevivir al calor de la entrada se origine entre los asteroides, donde las colisiones aleatorias modifican sus órbitas y los envían hacia la Tierra. La fuerza gravitacional de la Tierra hace el resto.

Tabla 24.2. Principales lluvias de meteoritos.

Lluvia	Fechas aproximadas	Cometa asociado
Quadrantida	4-6 de enero	
Lyrida	20-23 de abril	Cometa 1861 I
Eta Aquarida	3-5 de mayo	Cometa Halley
Delta Aquarida	30 de julio	
Perseida	12 de agosto	Cometa 1862 II
Draconida	7-10 de octubre	Cometa Giacobini-Zinner
Orionida	20 de octubre	Cometa Halley
Taurida	3-13 de noviembre	Cometa Encke
Andromedida	14 de noviembre	Cometa Biela
Leonida	18 de noviembre	Cometa 1866 I
Germinida	4-16 de diciembre	

Unos pocos meteoroides grandes han producido cráteres en la superficie de la Tierra que se parecen mucho a los de la superficie lunar. Al menos 40 cráteres terrestres exhiben características que solo podrían haberse producido por un impacto explosivo de un asteroide grande, o incluso por el núcleo de un cometa. Más de los 250 cráteres restantes pueden tener su origen en un impacto. El más famoso es el Cráter Meteor de Arizona, una enorme cavidad de más de 170 m de profundidad y un anillo que sobresale hacia arriba por encima del paisaje circundante (Figura 24.42). En el área inmediata se han encontrado más de 30 toneladas de fragmentos de hierro, pero los intentos para localizar un cuerpo principal no han tenido éxito. Teniendo en cuenta la erosión, el impacto se produjo probablemente en los últimos 50.000 años.

Los restos de meteoroides, cuando se encuentran en la Tierra, se denominan meteoritos (Figura 24.43). Según su composición, los **meteoritos** pueden ser: (1) *sideritos*, fundamentalmente de hierro, con un 5 a un 20 por ciento de níquel; (2) *aerolitos*, silicatos con inclusiones de otros minerales y (3) *siderolitos*, mezclas de los anteriores. Aunque los aerolitos son probablemente los meteoritos más comunes, se encuentran grandes cantidades de sideritos porque los meteoritos metálicos resisten mejor el impacto, experimentan meteorización con más lentitud y son mucho más fáciles de distinguir de las rocas terrestres por una persona no especializada. Los sideritos son probablemente fragmentos de núcleos de grandes asteroides o de planetas pequeños diferenciados.

Se observó que una clase de meteorito, denominada *condrita carbonácea,* contenía aminoácidos sencillos y otros compuestos orgánicos, que son los bloques de construcción básica de la vida. Este descubrimiento confirma hallazgos similares de la astronomía observacional, que indican que existen numerosos compuestos orgánicos en el frío reino del espacio exterior.

Los meteoritos descubiertos accidentalmente se denominan *hallazgo*s, mientras que aquellos que se encuentran tras haber observado el acontecimiento se denominan *caídos*. Aunque se han encontrado meteoritos en muchos lugares, uno de los sitios donde se encuentran con más facilidad es el casquete polar antártico. Debido a que hay pocas zonas rocosas en este gigante casquete polar, es muy probable que casi cualquier roca que se encuentra en su superficie sea un meteorito.

Se han empleado datos provenientes de meteoritos para averiguar la estructura interna de la Tierra y la edad del Sistema Solar. Si los meteoritos representan la composición de planetas terrestres, como sugieren algunos geólogos planetarios, nuestro planeta debe contener un porcentaje mucho mayor de hierro del que sugieren las rocas superficiales. Esta es una de las razones que esgrimen los geólogos para sugerir que el núcleo de la Tierra puede ser fundamentalmente de hierro y níquel.

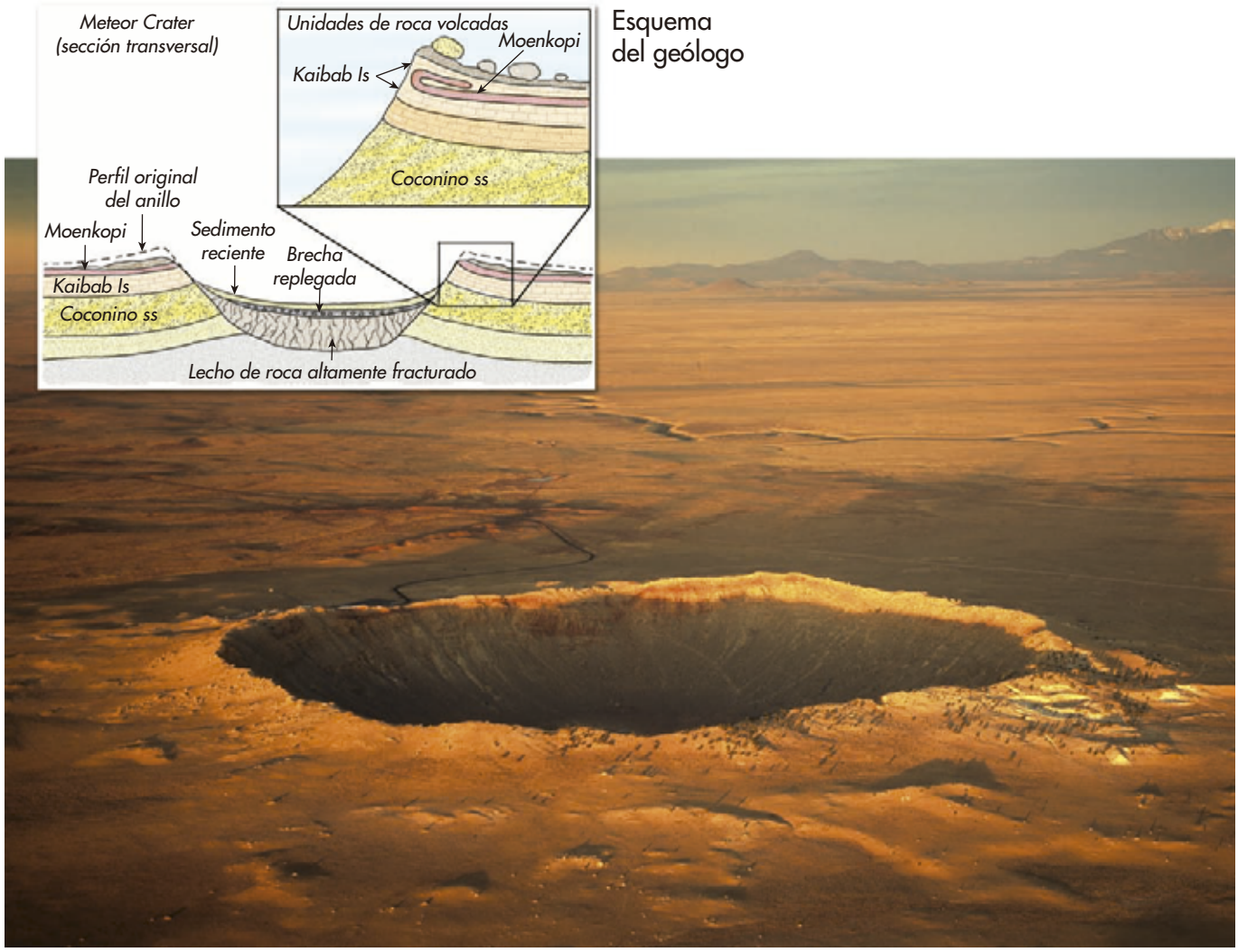


FIGURA 24.42. Meteor Crater, cerca de Winston, Arizona. Esta cavidad tiene unos 1,2 km de ancho y unos 170 m de profundidad. El Sistema Solar está plagado de meteoroides y otros objetos que podrían impactar contra la tierra con una fuerza explosiva (Foto de Michael Collier).

FIGURA 24.43. Siderito encontrado cerca del Meteor Crater, Arizona (Cortesía de Meteor Crater Enterprises Inc.).

Además, la datación de los meteoritos indica que la edad de nuestro Sistema Solar sobrepasa por supuesto los 4.600 millones de años. Esta «edad antigua» ha sido confirmada por datos procedentes de muestras lunares.

Planetas enanos

Desde su descubrimiento en 1930, Plutón ha sido un misterio para los astrónomos, quienes buscaban otro planeta para explicar las irregularidades en la órbita de Neptuno. Cuando se descubrió, se creía que Plutón tenía el tamaño de la Tierra; demasiado pequeño para alterar de forma significativa la órbita de Neptuno. Después, los cálculos estimados del diámetro de Plutón se ajustaron gracias a las imágenes de satélite mejoradas, indicando que tenía menos de la mitad del diámetro de la Tierra. Más tarde, en 1978, los astrónomos se dieron cuenta de que Plutón parecía mucho mayor

de lo que realmente es debido a la luminosidad de su recién descubierto satélite, Caronte (Figura 24.44). Recientemente los cálculos basados en las imágenes obtenidas por el telescopio espacial Hubble demuestran que el diámetro de Plutón es de 2.300 km, casi una quinta parte del diámetro de la Tierra y menos de la mitad del de Mercurio (considerado desde hace tiempo el «renacuajo» del Sistema Solar). De hecho, siete lunas del Sistema Solar, entre ellas la de la Tierra, son más grandes que Plutón.

La consideración de Plutón como planeta recibió todavía más atención cuando los astrónomos descubrieron otro cuerpo helado más grande orbitando detrás de Neptuno. Pronto, se descubrieron más de 1.000 de estos objetos del *cinturón de Kuiper* formando una banda de objetos, un segundo cinturón de asteroides, pero situado en los confines del Sistema Solar. Los objetos del cinturón de Kuiper son ricos en hielos y tienen propiedades físicas parecidas a las de los cometas. Se cree que existen muchos otros objetos planetarios, algunos quizá mayores que Plutón, en este cinturón de mundos helados más allá de la órbita de Neptuno.

La Unión Astronómica Internacional, grupo responsable de nombrar y clasificar los cuerpos celestes, votó en 2006 para la creación de una nueva clase de objetos del Sistema Solar llamada **planetas enanos**. Estos cuerpos celestes que orbitan el Sol, son en su mayoría redondos por su propia gravedad, pero no son lo suficientemente grandes como para limpiar sus órbitas de otros derrubios. Según esta definición, Plutón es reconocido como un planeta enano y el prototipo de esta nueva categoría de objetos planetarios. Otros ejemplos de planetas enanos son Eros, un objeto del cinturón de Kuiper, y Ceres, el mayor asteroide conocido.

La reclasificación de Plutón no ha sido el primer descenso de categoría. A mitad de 1800, los libros de texto de astronomía certificaban hasta 11 planetas de nuestro

FIGURA 24.44. Plutón y sus tres lunas conocidas. Imagen del telescopio espacial Hubble (Cortesía de la NASA).

Sistema Solar, entre ellos los asteroides Vesta, Juno, Ceres y Pallas. Los astrónomos siguieron descubriendo docenas de otros planetas, una clara señal de que esos pequeños cuerpos representan una clase de objetos diferente a la de los planetas.

Los investigadores reconocen ahora que Plutón era único entre los planetas clásicos; completamente diferente de los cuatro rocosos planetas interiores, así como de los cuatro gigantes gaseosos. La nueva clasificación albergará los cientos de otros planetas enanos cuya existencia suponen los astrónomos en el Sistema Solar. *New Horizons*, la primera nave espacial diseñada para explorar el Sistema Solar exterior, fue lanzada en enero de 2006. Programada para volar cerca de Plutón en junio de 2015, y más tarde el cinturón de Kuiper, la *New Horizon* tiene un potencial tremendo para ayudar a los investigadores en comprender mejor el Sistema Solar.

CAPÍTULO 24 Geología planetaria

RESUMEN

- Los planetas pueden reunirse en dos grupos: los *planetas terrestres* (parecidos a la Tierra) (Mercurio, Venus, la Tierra y Marte) y los *planetas jovianos* (parecidos a Júpiter) (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno). Plutón no está incluido en ninguno de los grupos. Cuando se comparan con los planetas jovianos, los planetas terrestres son más pequeños, más densos, contienen proporcionalmente más materia rocosa, tienen velocidades más lentas de rotación y atmósferas más finas.
- La superficie lunar exhibe varios tipos de estructuras. Los *cráteres de impacto* se produjeron por el impacto de derrubios de movimiento rápido (*meteoroides*). Las *tierras altas* brillantes y densamente cubiertas por cráteres constituyen gran parte de la superficie lunar. Las tierras bajas, bastante lisas y oscuras, se denominan

maria. Las cuencas lunares (maria) son enormes cráteres de impacto que han sido inundados por capas de lavas basálticas muy fluidas. Todos los terrenos lunares están recubiertos con una capa parecida a un suelo de derrubios grises no consolidados, denominados *regolito lunar,* que se han generado como consecuencia de un bombardeo meteorítico de miles de millones de años. El origen de la Luna es todavía muy desconocido. Una hipótesis sugiere que un asteroide gigante colisionó con la Tierra y produjo la Luna. Los científicos concluyen que la *superficie lunar evolucionó en cuatro fases:* (1) *la corteza original (tierras altas);* (2) *excavación de las grandes cuencas de impacto* (3) *llenado de las cuencas de los maria,* y (4) *formación de los recientes cráteres con rayos.*

- *Mercurio* es un planeta pequeño, denso, carente de atmósfera y que exhibe los extremos de temperatura mayores de cualquier planeta. *Venus,* el planeta más brillante del cielo, tiene una atmósfera gruesa y pesada compuesta en un 97 por ciento por dióxido de carbono, una superficie de llanuras relativamente hundidas y volcanes inactivos, una presión atmosférica superficial 9 veces la de la Tierra y una temperatura superficial de 475 °C. *Marte,* el planeta rojo, tiene una atmósfera de dióxido de carbono cuya densidad es de solo un 1 por ciento la terrestre, tormentas de polvo intensas, numerosos volcanes inactivos, muchos cañones grandes y varios valles de origen dudoso que exhiben patrones de drenaje similares a los valles fluviales que hay sobre la Tierra. *Júpiter,* el planeta más grande, gira rápidamente, tiene un aspecto bandeado causado por enormes corrientes de convección provocadas por el calor interno del planeta, un *Gran Punto Rojo* cuyo tamaño es variable, un sistema de anillos y al menos 16 lunas (una de las lunas, Ío, es un cuerpo volcánicamente activo). *Saturno* es conocido por su sistema de anillos. Tiene también una atmósfera dinámica con vientos de hasta 1.500 km por hora y tormentas similares al Gran Punto Rojo de Júpiter. *Urano* y *Neptuno* suelen denominarse los gemelos debido a su composición y su estructura similares. Una característica exclusiva de Urano es que rota sobre su lado. Neptuno tiene nubes blancas como cirros por encima de su plataforma nubosa principal y un *Gran Punto Negro* del tamaño de la Tierra; se supone que es una gran tormenta en rotación similar al Gran Punto Rojo de Júpiter. *Plutón* es un pequeño mundo congelado con una luna (Caronte). La órbita notablemente alargada de Plutón hace que a veces viaje dentro de la órbita de Neptuno, pero sin posibilidades de colisionar con él.
- Los cuerpos menores del Sistema Solar son los *asteroides,* los *cometas* y los *meteoroides,* y *los planetas enanos.* La mayoría de asteroides se encuentra entre las órbitas de Marte y Júpiter. Estos cuerpos son derrubios rocosos y metálicos residuales de la nebulosa solar que nunca se consolidaron en un planeta. Los cometas están compuestos por gases congelados (agua, amoniaco, metano, dióxido de carbono y monóxido de carbono) con pequeños fragmentos de material rocoso y metálico. Se cree que los cometas residen en uno de los dos emplazamientos siguientes en el Sistema Solar exterior: el *cinturón de Kuiper o la nube de Oort.* Los meteoroides, pequeñas partículas sólidas que viajan a través del espacio interplanetario, se convierten en *meteoros* cuando entran en la atmósfera terrestre y se evaporan emitiendo un rayo de luz. Las *lluvias de meteoros* se producen cuando la Tierra encuentra un enjambre de meteoritos, probablemente material perdido por un cometa. Los *meteoritos* son los restos de los meteoroides encontrados en la Tierra. Recientemente Plutón se clasificó dentro de una nueva clase de objetos del Sistema Solar denominados *planetas enanos*.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

asteroides, 810
cabellera, 812
cinturón de asteroides, 810
cinturón de Kuiper, 814
cometa, 812
cráteres de impacto, 788
criovulcanismo, 809
lluvia de meteoros, 815
maria, 790
meteorito, 815
meteoro, 814
meteoroide, 814
nebulosa solar, 782
nube de Oort, 814
núcleo, 812
planeta enano, 817
planeta joviano, 784
planeta terrestre, 783
planetesimales, 782
protoplanetas, 783
regolito lunar, 792
teoría de la nebulosa, 782
terrae, 790
tierras altas lunares, 790
velocidad de escape, 787

PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Qué criterios se siguen para clasificar los planetas en el grupo terrestre o en el joviano?
2. ¿Cómo se explican las grandes diferencias de densidad entre los planetas terrestres y los jovianos?
3. Explique por qué los planetas terrestres tienen atmósferas más finas que los planetas jovianos.
4. ¿Cómo se utiliza la densidad de craterización para la datación relativa de las estructuras de la superficie lunar?
5. Indique brevemente la historia de la Luna.
6. ¿En qué se parecen los *maria* al altiplano Columbia en el Pacífico nororiental?
7. A Venus se le ha llamado «el gemelo de la Tierra». ¿En qué se parecen los dos planetas y en qué se diferencian?
8. ¿Qué características superficiales tiene Marte que son también habituales en la Tierra?
9. ¿Por qué los volcanes mayores de la Tierra son mucho más pequeños que los más grandes de Marte?
10. ¿Por qué los astrobiológos están intrigados ante las pruebas de que las aguas subterráneas han emergido a la superficie de Marte?
11. Explique por qué lo más probable es que las dos «lunas» de Marte sean asteroides capturados.
12. ¿Cuál es la naturaleza del Gran Punto Rojo de Júpiter?
13. ¿Por qué son tan famosos los satélites galileanos de Júpiter?
14. ¿Cuál es la característica distintiva del satélite Ío de Júpiter?
15. ¿Por qué se piensa que muchos de los pequeños satélites de Júpiter han sido capturados?
16. ¿En qué se parecen Júpiter y Saturno?
17. ¿Qué dos papeles representan las lunas anulares en la naturaleza de los sistemas de anulares planetarios?
18. ¿En qué se parecen el satélite de Saturno Titán y el de Neptuno Tritón?
19. ¿Qué tres cuerpos del Sistema Solar exhiben actividad parecida a la volcánica?
20. ¿Dónde se encuentra la mayor parte de asteroides?
21. ¿Qué cree usted que ocurriría si la Tierra atravesara la cola de un cometa?
22. ¿Dónde se cree que reside la mayor parte de los cometas? ¿Qué acaba ocurriendo con los cometas que orbitan cerca del Sol?
23. Compare meteoroides, meteoros y meteoritos.
24. ¿Cuáles son las tres principales fuentes de meteoroides?
25. ¿Por qué los cráteres de meteoritos son más comunes en la Luna que en la Tierra, aun cuando la Luna sea un blanco mucho menor?
26. Se ha calculado que el cometa Halley tiene una masa de 100.000 millones de toneladas. Además, se calcula que este cometa pierde 100 millones de toneladas de material durante los pocos meses que su órbita se acerca al Sol. Con un periodo orbital de 76 años, ¿qué vida máxima le queda al cometa Halley?

MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes… Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

- Encounter Earth
- Geoscience Animations
- GEODe
- Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.

APÉNDICE A

Comparación entre unidades métricas y británicas

Unidades

1 kilómetro (km) = 1.000 metros (m)
1 metro (m) = 100 centímetros (cm)
1 centímetro (cm) = 0,39 pulgadas (in)
1 milla (mi) = 5.280 pies (ft)
1 pie (ft) = 12 pulgadas (in)
1 pulgada (in) = 2,54 centímetros (cm)
1 milla cuadrada (mi^2) = 640 acres (a)
1 kilogramo (kg) = 1.000 gramos (g)
1 libra (lb) = 16 onzas (oz)
1 braza = 6 pies (ft)

Conversiones

Cuando quiera

convertir:	multiplique por:	para obtener:
Longitud		
pulgadas	2,54	centímetros
centímetros	0,39	pulgadas
pies	0,30	metros
metros	3,28	pies
yardas	0,91	metros
metros	1,09	yardas
millas	1,61	kilómetros
kilómetros	0,62	millas
Área		
pulgadas cuadradas	6,45	centímetros cuadrados
centímetros cuadrados	0,15	pulgadas cuadradas
pies cuadrados	0,09	metros cuadrados
metros cuadrados	10,76	pies cuadrados
millas cuadradas	2,59	kilómetros cuadrados
kilómetros cuadrados	0,39	millas cuadradas
Volumen		
pulgadas cúbicas	16,38	centímetros cúbicos
centímetros cúbicos	0,06	pulgadas cúbicas
pies cúbicos	0,028	metros cúbicos
metros cúbicos	35,3	pies cúbicos
millas cúbicas	4,17	kilómetros cúbicos
kilómetros cúbicos	0,24	millas cúbicas
litros	1,06	cuarto de galón
litros	0,26	Galones
galones	3,78	Litros
Masas y pesos		
onzas	28,35	gramos
gramos	0,035	onzas
libras	0,45	kilogramos
kilogramos	2,205	libras

Temperatura

Cuando quiera convertir grados Fahrenheit (°F) a grados Celsius (°C), reste 32 grados y divida por 1,8.

Cuando quiera convertir grados Celsius (°C) a grados Fahrenheit (°F), multiplique por 1,8 y sume 32 grados.

Cuando quiera convertir grados Celsius (°C) a Kelvins (K), elimine el símbolo de grado y sume 273. Cuando quiera convertir Kelvins (K) a grados Celsius (°C), añada el símbolo de grado y reste 273.

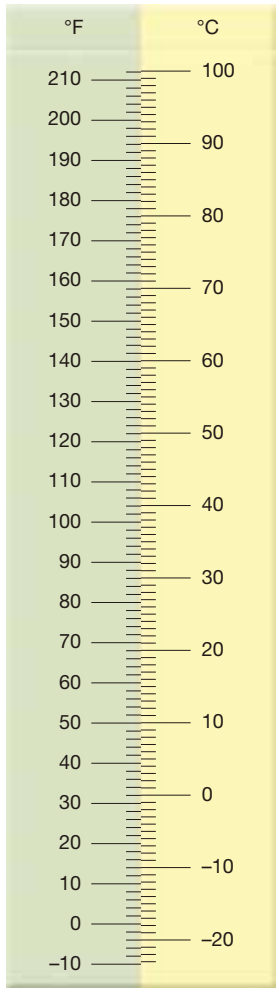


Figura A.1. Comparación entre las escalas de temperatura Fahrenheit y Celsius.

GLOSARIO

Abanico aluvial (alluvial fan) Depósito de sedimentos en forma de abanico que se crea cuando la pendiente de una corriente fluvial disminuye abruptamente.

Abanico submarino (deep-sea fan) Depósito en forma de cono en la base del talud continental. El sedimento es transportado hasta el abanico por las corrientes de turbidez que siguen los cañones submarinos.

Ablación (ablation) Término general para describir la pérdida de hielo y nieve de un glaciar.

Abrasión (abrasion) Disgregación y lijado de una superficie rocosa por la fricción y el impacto de las partículas de roca transportadas por el agua, el viento y el hielo.

Acanaladuras (rills) Diminutos cauces que se desarrollan conforme flujos no confinados empiezan a producir hilos de corriente.

Acantilado litoral (wave-cut cliff) Farallón orientado hacia el mar a lo largo de una línea de costa empinada formado por la erosión de las olas en su base y por procesos gravitacionales.

Acreción (accretion) Proceso mediante el cual un cuerpo inorgánico crece de tamaño, por adición de nuevas partículas sobre su superficie exterior.

Acuicluido o acuicludo (aquitard) Capa impermeable que obstaculiza o impide el movimiento del agua subterránea.

Acuífero (aquifer) Roca o sedimento a través del cual el agua subterránea se mueve con facilidad.

Acuñamiento de hielo (frost wedging) Ruptura mecánica de la roca causada por la expansión del agua congelada en grietas y hendiduras.

Aerolito o meteorito pétreo (stony meteorite) Una de las tres categorías principales de meteoritos. Estos meteoritos están compuestos en gran medida por silicatos con inclusiones de otros minerales.

Aerosoles (aerosols) Partículas líquidas y sólidas diminutas suspendidas en la atmósfera.

Afluente yazoo (yazoo tributary) Afluente que fluye paralelo a la corriente principal por la existencia de un dique natural.

Agua subterránea (groundwater) Agua en la zona de saturación.

Alimentación de playa (beach nourishment) Proceso en el cual se añaden grandes cantidades de arena al sistema de la playa para compensar las pérdidas causadas por la erosión de las olas. La formación de playas mar adentro mejora la calidad de la playa y la protección contra las tormentas.

Altura de onda (wave height) Distancia vertical entre el valle y la cresta de una ola.

Aluvión (alluvium) Sedimento no consolidado depositado por un río.

Ambiente deposicional (environment of deposition) Lugar geográfico donde se acumula el sedimento. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales.

Ambiente sedimentario (sedimentary environment) *Véase ambiente de deposición.*

Análisis de isótopos de oxígeno (Oxygen isotope analysis) Método de desciframiento de las temperaturas pasadas basado en la determinación precisa de la proporción entre los dos isótopos del oxígeno, el O^{16} y el O^{18}. El análisis se realiza habitualmente en los sedimentos del fondo oceánico y en los testigos extraídos de los casquetes polares.

Ángulo de reposo (angle of repose) Ángulo de máxima pendiente al cual el material suelto sigue estacionario sin rodar pendiente abajo.

Arco de islas volcánicas (volcanic island arc) Cadena de islas volcánicas, en general situadas a unos pocos centenares de kilómetros de una fosa en la que hay subducción activa de una placa oceánica por debajo de otra.

Arco insular (island arc) *Véase Arco de islas volcánicas.*

Arco litoral (sea arch) Arco formado por la erosión de las olas cuando excava en los lados opuestos de un frente de tierra.

Arco volcánico continental (continental volcanic arc) Montañas formadas en parte por la actividad ígnea asociada con la subducción de la litosfera oceánica por debajo de un continente. Son ejemplos los Andes y la cordillera Cascade.

Arcosa (arkose) Arenisca rica en feldespato.

Arista (arête) Cresta estrecha en forma de cuchillo que separa dos valles glaciares adyacentes.

Arranque (plucking) Proceso por medio del cual fragmentos de las rocas subyacentes son transportadas fuera de su lugar por un glaciar.

Arranque (quarrying) El desprendimiento de bloques sueltos del lecho de un cauce durante épocas de gran caudal.

Arrecife de coral (coral reef) Estructura formada en un ambiente oceánico cálido, somero e iluminado por el Sol que está formado principalmente por los restos ricos en calcita de los corales, así como por las secreciones calizas de las algas y las partes duras de muchos otros organismos pequeños.

Asimilación (assimilation) En la actividad ígnea, proceso de incorporación de roca caja en un cuerpo magmático.

Astenosfera (asthenosphere) Subdivisión del manto situado debajo de la litosfera. Esta zona de material blando se encuentra debajo de una profundidad de unos 100 kilómetros y en algunas regiones se extiende hasta los 700 kilómetros. Las rocas que hay dentro de esta zona se deforman con facilidad.

Asteroide (asteroid) Uno de los millares de pequeños cuerpos planetarios,

cuyo tamaño oscila entre unos cuantos centenares de kilómetros hasta menos de un kilómetro de diámetro. Las órbitas de la mayoría de los asteroides se encuentran entre las de Marte y Júpiter.

Atmósfera (atmosphere) Porción gaseosa de un planeta, el envoltorio de aire del planeta. Una de las subdivisiones tradicionales del ambiente físico terrestre.

Atolón (atoll) Isla de coral formada por un anillo casi continuo de arrecife de coral que rodea una laguna central.

Átomo (atom) La menor partícula que existe como elemento.

Aureola metamórfica (aureole) Zona o halo de metamorfismo de contacto situado en la roca encajante que rodea a una intrusión ígnea.

Avalancha de rocas (rock avalanche) Movimiento muy rápido de rocas y detritos pendiente abajo. Estos movimientos rápidos pueden ser ayudados por una capa de aire atrapado debajo de los detritos, y se sabe que han alcanzado velocidades que superan los 200 kilómetros por hora.

Bajada (bajada) Cono aluvial de sedimentos a lo largo de un frente de montaña creado por la coalescencia de abanicos aluviales.

Balance glacial (glacial budget) Equilibrio, o falta de equilibrio, entre la formación de hielo en el extremo superior de un glaciar y la pérdida de hielo en la zona de ablación.

Bandeado gnéisico (gneissic texture) Textura de rocas metamórficas en la que los silicatos oscuros y claros están separados, dando a la roca un aspecto bandeado.

Barján (barchan dune) Duna de arena independiente con forma de cuarto creciente cuyas puntas señalan en la dirección del viento.

Barra (bar) Término común para los depósitos de arena y grava en el cauce de un río.

Barra de bahía (baymouth bar) Barra de arena que atraviesa completamente una bahía, aislándola del cuerpo principal de agua.

Barra de meandro (point bar) Acumulación de arena y grava en forma de cuarto creciente depositada en el interior de un meandro.

Basalto (basalt) Roca ígnea de grano fino y composición máfica.

Batimetría (bathymetry) Medición de las profundidades oceánicas y cartografiado de la topografía del fondo oceánico.

Batolito (batholith) Gran masa de rocas ígneas que se formó cuando el magma se emplazó en profundidad, cristalizó y posteriormente quedó expuesto como consecuencia de la erosión.

Berma (berm) Zona seca con una ligera inclinación en la playa alta, al pie de los acantilados litorales o las dunas.

Bioquímico (biochemical) Tipo de sedimento químico que se forma cuando material disuelto en el agua precipita por la acción de los organismos marinos. Los caparazones son ejemplos comunes.

Biosfera (biosphere) Totalidad de las formas de vida que hay sobre la Tierra.

Bloque colgante (hanging wall block) La superficie de roca situada inmediatamente por encima de una falla.

Bloque errático (glacial erratic) Bloque transportado por el hielo que no proviene del lecho rocoso próximo a su posición actual.

Bomba volcánica (volcanic bomb) Fragmento piroclástico y aerodinámico expulsado desde un volcán mientras está todavía semifundido.

Borde continental activo (active continental margin) Habitualmente estrecho y formado por sedimentos muy deformados. Este tipo de bordes se encuentran donde la litosfera oceánica subduce por debajo del borde de un continente.

Borde de falla transformante (transform fault boundary) Borde en el cual dos placas se deslizan una con respecto a la otra sin crear ni destruir litosfera.

Borde de placa convergente (convergent plate boundary) Borde en el cual dos placas se juntan, haciendo que una de las placas de la litosfera sea empujada por debajo de una placa suprayacente y acabe siendo reabsorbida en el manto. También puede implicar la colisión de dos placas continentales para crear un sistema montañoso.

Borde de placa divergente (divergent plate boundary) Borde en el cual dos placas se separan, lo que motiva el ascenso de material desde el manto para crear nuevo fondo oceánico.

Brecha (breccia) Roca sedimentaria compuesta de fragmentos angulosos que se litificaron.

Brecha lunar (lunar breccia) Roca lunar formada cuando los fragmentos angulosos y el polvo se funden por el calor generado como consecuencia del impacto de un meteorito.

Brillo (luster) Aspecto o calidad de la luz reflejada en la superficie de un mineral.

Buzamiento (dip) Ángulo de inclinación de una capa de roca o una falla con respecto a la horizontal. La dirección de buzamiento se determina con respecto a un ángulo recto con la dirección de la capa principal.

Cabalgamiento (thrust fault) Falla inversa de ángulo pequeño.

Cabecera (head) Principio o zona de origen de una corriente. También llamado aguas arriba.

Cabellera (coma) Componente gaseoso y borroso de la cabeza de un cometa.

Caldera (caldera) Gran depresión normalmente causada por hundimiento o expulsión de la cumbre de un volcán.

Caliche (caliche) Capa dura, rica en carbonato cálcico, que se forma debajo del horizonte *B* en los suelos de las regiones áridas.

Campo de nieve (snowfield) Área donde la nieve persiste durante todo el año.

Canchal (screeslope) Acumulación de fragmentos de roca en la base de las laderas y en algunas formaciones montañosas. Se originan por la meteorización o fragmentación de la roca por causas mecánicas, usualmente la gelifracción (cuña de hielo).

Cañón submarino (submarine canyon) Extensión en dirección al mar de un valle que fue cortado en la plataforma continental durante una época en la que el nivel del mar era inferior, o un cañón excavado en la plataforma continental externa, talud y elevación continental por las corrientes de turbidez.

Capa (bed) *Véase estratos.*

Capa activa (active layer) Zona situada por encima del permafrost que se derrite en verano y se vuelve a helar en invierno.

Capa D″ (D″ layer) Región situada en los aproximadamente 200 kilómetros inferiores del manto, donde las ondas P experimentan un enorme descenso de la velocidad.

Capacidad (capacity) Cantidad total de sedimento que una corriente de agua es capaz de transportar.

Capacidad de infiltración (infiltration capacity) Velocidad máxima a la cual el suelo puede absorber el agua.

Capas concordantes (conformable layers) Capas de roca que se depositaron sin interrupción.

Capas de base (bottomset bed) Capa de sedimento fino depositada más allá del borde de avance de un delta y luego enterrada por el continuo crecimiento del delta.

Capas de techo (topset bed) Capas sedimentarias esencialmente horizontales depositadas en la parte superior de un delta durante una crecida.

Capas frontales (foreset bed) Capa inclinada depositada a lo largo del frente de un delta.

Captura (stream piracy) Desviación del drenaje de una corriente de agua como

resultado de la erosión remontante de otra corriente.

Cara de deslizamiento (slip face) Superficie empinada y a sotavento de una duna de arena que mantiene una pendiente de unos 34 grados.

Carbón bituminoso (bituminous coal) La forma más común de carbón, a menudo denominada carbón negro blando.

Carga de fondo (bed load) Sedimento desplazado a lo largo del fondo de un río por movimiento del agua, o partículas desplazadas a lo largo de la superficie del suelo por el viento.

Carga disuelta (dissolved load) Fracción de la carga de una corriente de agua transportada en disolución.

Carga en suspensión (suspended load) Sedimento fino transportado dentro de un cuerpo de agua o aire que fluye.

Carst (karst) Tipo de topografía formado sobre roca soluble (en especial caliza) principalmente por disolución. Se caracteriza por los sumideros, las grutas y el drenaje subterráneo.

Casquete polar (ice cap) Masa de hielo glaciar que cubre una tierra elevada o una meseta y se expande desde allí en sentido radial.

Catarata (waterfall) Salto abrupto en el cauce de una corriente de agua que hace que el agua caiga a un nivel inferior.

Catastrofismo (catastrophism) Concepto de que la Tierra se modeló mediante acontecimientos catastróficos de naturaleza breve.

Cauce aluvial (alluvial cannel) Cauce de una corriente acuosa en el que el lecho y los bancos están compuestos fundamentalmente de sedimento no consolidado (aluvión) que se depósito previamente en el valle.

Cauce de lecho de roca (bedrock channel) Cauce en el que una corriente corta la roca sólida. Dichos cauces se forman normalmente en la cabeza de los ríos o en los sistemas fluviales donde el gradiente es muy elevado.

Caudal (discharge) Cantidad de agua de una corriente que atraviesa un punto dado en un periodo concreto.

Caverna (cavern) Cámara subterránea formada naturalmente o serie de cámaras producidas la mayor parte de las veces por disolución de caliza.

Cementación (cementation) Una de las formas mediante las cuales se litifican las rocas sedimentarias. Conforme el material precipita del agua que se infiltra a través del sedimento, los poros se van llenando y los constituyentes se reúnen en una masa sólida.

Centro de expansión (spreading center) *Véase borde de placa divergente.*

Chimenea (pipe) Conducto vertical a través del cual han pasado los materiales magmáticos.

Chimenea (tronera) (vent) Abertura en la superficie de un conducto o una chimenea.

Chimenea litoral (sea stack) Masa aislada de roca situada justo al lado de la costa, producida por la erosión de las olas de un promontorio.

Ciclo de las rocas (rock cycle) Modelo que ilustra el origen de los tres tipos básicos de rocas y la interrelación de los materiales y los procesos de la Tierra.

Ciclo de Wilson (Wilson cycle) *Véase ciclo del supercontinente.*

Ciclo del supercontinente (supercontinent cycle) Idea de que la fracturación y dispersión de un supercontinente va seguida por un largo periodo durante el cual los fragmentos se reúnen de manera gradual en un nuevo supercontinente.

Ciclo hidrológico (hydrologic cycle) Circulación indefinida del agua en la Tierra. El ciclo es impulsado por la energía del Sol y se caracteriza por intercambios continuos de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes.

Ciénaga (backswamp) Zona mal drenada en una llanura de inundación que aparece cuando hay diques naturales.

Cinturón de Kuiper (Kuiper belt) Región fuera de la órbita de Neptuno donde se cree que se origina la mayoría de los cometas de periodo corto.

Cinturones de pliegues y fallas (fold-and-thrust belts) Regiones en el interior de los sistemas montañosos por compresión en las que grandes áreas se han acortado o han engrosado por los procesos de pliegue y falla, como por ejemplo la provincia Valley and Ridge de los Apalaches.

Circo glaciar (cirque) Cuenca en forma de anfiteatro situada en la cabecera de un valle glaciar, producida por la erosión del hielo.

Cizalla (shear) Fuerza que hace que dos partes adyacentes de un cuerpo se deslicen una con respecto a la otra.

Clima seco (dry climate) Clima en el cual la precipitación anual es menor que la pérdida potencial de agua por evaporación.

Col o collado (col) Paso entre valles montañosos.

Colada aa (aa flow) Tipo de colada de lava que tiene una superficie dentada formada por bloques irregulares.

Colada de barro (mudflow) *Véase flujo de derrubios.*

Colada de bloque (block lava) Colada con una superficie de bloques angulares asociada con materiales con composiciones andesítica y riolítica.

Coladas basálticas (flood basalts) Torrentes de lava basáltica que surgen de numerosas grietas o fisuras y quefrecuentemente cubren amplias áreas con potencias de centenares de metros.

Colapso gravitacional (gravitational collapse) Subsidencia gradual de las montañas causada por la expansión lateral del material débil situado en la profundidad de estas estructuras.

Color (color) Fenómeno de la luz por medio del cual pueden diferenciarse objetos por lo demás idénticos.

Color de la raya (streak) Color de un mineral en forma de polvo.

Columna (column) Estructura encontrada en cuevas que se forma cuando se unen una estalactita y una estalagmita.

Columna de erupción (eruption column) Plumas flotantes de gases calientes llenos de cenizas que pueden extenderse millares de metros en la atmósfera.

Combustible fósil (fossil fuel) Término general para designar cualquier hidrocarburo que pueda utilizarse como combustible, entre ellos el carbón, el petróleo, el gas natural, arenas asfálticas y lutitas bituminosas.

Cometa (comet) Pequeño cuerpo que generalmente gira alrededor del Sol siguiendo una órbita alargada.

Compactación (compaction) Tipo de litificación en la cual el peso del material suprayacente comprime los sedimentos enterrados a mayor profundidad. Es más importante en las rocas sedimentarias de grano fino como la lutita.

Compensación isostática (isostatic adjustment) Compensación de la litosfera cuando se añade o elimina peso. Cuando se añade peso, la litosfera responderá mediante subsidencia y cuando el peso se elimina habrá levantamiento.

Competencia (competence) Tamaño de los clastos más grandes que una corriente de agua puede transportar; factor dependiente de la velocidad.

Complejo de diques en capas (sheeted dike complex) Gran agrupamiento de diques casi paralelos.

Complejo ofiolítico (ophiolite complex) Secuencia de rocas que constituyen la corteza oceánica. La secuencia con tres unidades consiste en una capa superior de basaltos almohadillados, una zona intermedia de diques y una capa inferior de gabros.

Composición andesítica (andesitic composition) *Véase composición intermedia.*
Composición basáltica (basaltic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que indica que la roca contiene una cantidad sustancial de silicatos oscuros y plagioclasas ricas en calcio.
Composición félsica (felsic composition) *Véase composición granítica.*
Composición granítica (granitic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que indica que la roca está compuesta casi en su totalidad por silicatos claros.
Composición intermedia (intermediate composition) Grupo composicional de rocas ígneas, que indica que la roca contiene al menos un 25 por ciento de silicatos oscuros. El otro mineral dominante es la plagioclasa.
Composición máfica (mafic composition) *Véase composición basáltica.*
Composición ultramáfica (ultramafic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que contiene, principalmente, olivino y piroxeno.
Compuesto (compound) Sustancia formada por la combinación química de dos o más elementos en proporciones definidas que normalmente tiene propiedades diferentes a los elementos constituyentes.
Concordante (concordant) Término utilizado para describir masas ígneas intrusivas que se disponen paralelas a la estratificación de la roca encajante.
Conducción (conduction) Transferencia de calor a través de la materia por la actividad molecular.
Conductividad hidráulica (hydraulic conductivity) Factor relacionado con el flujo de aguas subterráneas; es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.
Conducto (conduit) Abertura en forma de tubo a través de la cual el magma asciende hacia la superficie terrestre. Termina en una abertura superficial denominada chimenea.
Conglomerado (conglomerate) Roca sedimentaria compuesta de clastos redondeados del tamaño de la grava.
Cono compuesto (composite cone) Volcán constituido a la vez por coladas de lava y por material piroclástico.
Cono de cenizas (cinder cone) Pequeño volcán formado fundamentalmente por fragmentos de lava expulsados que están compuestos en su mayor parte de *lapilli* del tamaño de un guisante a una nuez.
Cono de depresión (cone of depression) Depresión en forma de cono del nivel freático que aparece alrededor de un pozo o de un sondeo.
Cono de escorias (scoria cone) *Véase cono de cenizas.*
Cono parásito (parasitic cone) Cono volcánico que se forma en el flanco de un volcán mayor.
Convección (convection) Transferencia de calor por el movimiento de masa o la circulación de una sustancia.
Correlación (correlation) Establecimiento de la equivalencia de rocas de edad similar en áreas diferentes.
Corriente anastomosada (braided stream) Curso de agua que consiste en numerosos canales interconectados.
Corriente antecedente (antecedent stream) Corriente de agua que continuó erosionando y manteniendo su trayectoria original cuando un área situada a lo largo de su curso se fue levantando como consecuencia de una falla o de un plegamiento.
Corriente de agua (stream) Término general para indicar el flujo de agua dentro de cualquier cauce natural. Por tanto, un pequeño arroyo y un gran río son ambos corrientes de agua.
Corriente de agua efímera (ephemeral stream) Cauce que suele estar seco porque sólo lleva agua en respuesta a episodios específicos de lluvia. La mayor parte de las corrientes de agua del desierto son de este tipo.
Corriente de resaca o retorno (rip current) Corriente superficial o próxima a la superficie estrecha y fuerte de corta duración y gran velocidad que se desplaza mar adentro a través de la zona de rompiente en ángulo casi recto a la costa.
Corriente de turbidez (turbidity current) Movimiento pendiente abajo de agua densa cargada de sedimentos creada cuando se ponen en suspensión la arena y el lodo removilizado de la plataforma y el talud continental.
Corriente exótica (exotic stream) Corriente permanente que atraviesa un desierto y tiene su origen en áreas bien irrigadas situadas fuera del desierto.
Corriente en equilibrio (graded stream) Corriente que tiene las características de canalización correctas para mantener exactamente la velocidad necesaria para el transporte de material de que es abastecida.
Corriente litoral (longshore current) Corriente próxima a la costa que fluye en paralelo a ella.
Corriente mareal (tidal current) Movimiento horizontal alterno del agua asociado con la elevación y la bajada de la marea.
Corriente sobreimpuesta (superposed stream) Corriente que atraviesa estructuras tectónicas en su recorrido. La corriente estableció su curso en capas uniformes a un nivel más alto con independencia de las estructuras subyacentes y posteriormente las erosionó.
Corriente (stream) Agua que fluye por un cauce con independencia de su tamaño.
Corrosión (corrosion) Proceso mediante el cual la roca soluble se siendo gradualmente disuelta por el agua que fluye.
Corteza (crust) La delgada capa externa de la Tierra sólida.
Costa (coast) Franja de tierra que se extiende tierra adentro desde la orilla hasta donde pueden encontrarse estructuras relacionadas con el océano.
Costa de emersión (emergent coast) Costa donde la tierra, previamente situada debajo del nivel del mar, ha quedado expuesta por levantamiento de la corteza o por una disminución del nivel del mar, o por ambas cosas.
Costa de inmersión (submergent coast) Costa cuya forma es en gran medida consecuencia del hundimiento parcial de una superficie de tierra anterior debida a una elevación del nivel del mar o a la subsidencia de la corteza, o a ambas cosas.
Cráter (crater) Depresión en la cima de un volcán, o depresión producida por el impacto de un meteorito.
Cratón (craton) Parte de la corteza continental que ha alcanzado la estabilidad; es decir, no ha sido afectada por actividad tectónica significativa durante el eón Fanerozoico. Está compuesta del escudo y la plataforma estable.
Cristal (crystal) Cualquier sólido con una estructura atómica repetitiva ordenada.
Cristalino (crystalline) *véase* Cristal
Cristalización (crystallization) La formación y crecimiento de un sólido cristalino a partir de un líquido o un gas.
Cristalización fraccionada (fractional crystallization) Removilización de los primeros cristales formados en un magma originalmente homogéneo (por ejemplo, por sedimentación cristalina), de forma que esos cristales no entrarán en reacciones posteriores con el fundido residual. La cristalización fraccionada es uno de los procesos principales de la diferenciación magmática.
Cuenca de antearco (forearc basin) Región situada entre un arco volcánico y un prisma de acreción en el que los sedimentos marinos de aguas someras suelen acumularse.
Cuenca de drenaje (drainage basin) Zona de tierra donde se recoge el agua drenada por una corriente de agua.

Cuenca de trasarco (backarc basin) Cuenca que se forma en el lateral de un arco volcánico lejos de la fosa.
Cuenca estructural o cubeta (basin) Estructura circular plegada en la que las capas bucean hacia el interior.
Cuenca oceánica profunda (deep-ocean basin) Porción del fondo oceánico que se encuentra entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas. Esta región comprende casi el 30 % de la superficie terrestre.
Datación con carbono radiactivo (carbono -14) (radiocarbon (carbon-14) dating) El isótopo radiactivo del carbono se produce continuamente en la atmósfera y se utiliza en la datación de acontecimientos del pasado geológico muy reciente (las últimas decenas de miles de años).
Datación radiométrica (radiometric dating) Procedimiento de cálculo de la edad absoluta de las rocas y de los minerales que contienen ciertos isótopos radiactivos.
Datación relativa (relative dating) Ordenación de las rocas y de las estructuras geológicas según una secuencia u orden adecuado. Sólo se determina el orden cronológico de los acontecimientos.
Datos indirectos (Proxy data) Datos recogidos de los registros naturales de variabilidad climática como los anillos de los árboles, los testigos de hielo y los sedimentos del suelo oceánico.
De grano fino (fine-grained) *Véase Textura afanítica*
Deflación (deflation) Levantamiento y eliminación de material suelto por el viento.
Deformación (deformation) Término general para describir los procesos de plegamiento, fracturación, cizallamiento, compresión o extensión de las rocas como consecuencia de la actuación de fuerzas naturales.
Deformación (strain) Cambio irreversible en la forma y el tamaño de un cuerpo de roca provocado por el esfuerzo.
Deformación dúctil (ductile deformation) Tipo de corriente en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un cuerpo rocoso sin fracturarlo. Tiene lugar a profundidades en las que las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas.
Deformación elástica (elastic deformation) Deformación de la roca en la que la roca volverá casi a su tamaño y forma original cuando se retira el esfuerzo.
Delta (delta) Acumulación de sedimentos formada cuando una corriente de agua desemboca en un lago o en un océano.
Delta mareal (tidal delta) Estructura similar a un delta producida cuando una corriente mareal de movimiento rápido sale de una ensenada estrecha y se ralentiza, depositando su carga de sedimentos.
Densidad (density) Propiedad de una materia definida como masa por unidad de volumen.
Depósitos de contacto con el hielo (ice-contact deposit) Acumulación estratificada de derrubios depositados en contacto con una masa de hielo que lo soporta.
Depresión de deflación (blowout) Depresión excavada por el viento en materiales fáciles de erosionar.
Depresiones glaciares (kettle holes) Depresiones creadas cuando los bloques de hielo se alojan en los depósitos glaciares y posteriormente se funden.
Deriva continental (continental drift) Hipótesis, atribuida fundamentalmente a Alfred Wegener, según la cual todos los continentes actuales estuvieron agrupados en el pasado como un único supercontinente. Después, hace unos 200 millones de años, el supercontinente empezó a romperse en continentes menores, los cuales fueron «derivando» hasta sus posiciones actuales.
Deriva litoral o de playa (beach drift) Transporte de sedimentos que sigue un modelo en zigzag a lo largo de una playa causado por la súbita elevación del agua de las olas que rompen oblicuamente.
Derrubios estratificados (stratified drift) Sedimentos depositados por el aguanieve glaciar.
Derrubios glaciares (glacial drift) Término general para los sedimentos de origen glaciar, con independencia de cómo, dónde o en qué forma se depositaron.
Desalinización (desalination) La extracción de las sales y otros productos químicos del agua marina.
Descenso de nivel (drawdown) Diferencia de altura entre el fondo de un cono de depresión y la altura original de la capa freática.
Desembocadura (mouth) El lugar corriente abajo donde un río se vacía en otra corriente o cuerpo de agua.
Desfiladero (wind gap) Barranco abandonado. Estas gargantas son una consecuencia típica de la captura de ríos.
Desgasificación (outgassing) El escape de gases disueltos a partir de rocas fundidas.
Desierto (desert) Uno de los dos tipos de clima seco; el más árido de los climas secos.
Desierto de sombra pluviométrica (rainshadow desert) Área seca situada en el lado de sotavento de una cordillera montañosa. Muchos desiertos de latitudes medias son de este tipo.
Desintegración radiactiva (radiactive decory) Descomposición de los núcleos inestables de algunos isótopos.
Deslizamiento (slide) Movimiento común en los procesos gravitacionales, en el cual el material que se mueve pendiente abajo permanece como una unidad y se mueve a lo largo de una superficie bien definida.
Deslizamiento basal (basal slip) Mecanismo del movimiento glaciar en el cual la masa de hielo se desliza sobre la superficie que tiene debajo.
Deslizamiento de derrubios (debris slide) *Véase deslizamiento de rocas.*
Deslizamiento de rocas (rockslide) El rápido deslizamiento de una masa de rocas pendiente abajo a lo largo de los planos de debilidad.
Deslizamiento rotacional (rotational slip) Hundimiento de una masa de roca o material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva en una ladera.
Desmembramiento glaciar (calving) Merma de un glaciar que se produce cuando grandes trozos de hielo se rompen en el agua.
Desplome (slump) Deslizamiento y hundimiento de una masa de roca o material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva en una ladera.
Desprendimiento (fall) Tipo de movimiento común a los procesos gravitacionales que se refiere a la caída libre de fragmentos sueltos de cualquier tamaño.
Diaclasa (joint) Fractura en la roca a lo largo de la cual no ha habido movimiento.
Diaclasa columnar (columnar joints) Modelo de grietas que se forman durante el enfriamiento de una roca fundida, definiendo columnas.
Diagénesis (diagenesis) Término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que se producen después de que los sedimentos se depositen y durante y después de la litificación.
Diferenciación magmática (magmatic differentiation) Proceso de generación de más de un tipo de roca a partir de un magma único.
Dique (dike) Intrusión ígnea de forma tabular que atraviesa la roca encajante.
Dique (seawall) Barrera construida para evitar que las olas alcancen el área situada detrás del muro. Su propósito es proteger

las propiedades de la fuerza de las olas rompientes.

Dique natural (natural levee) Forma del terreno elevada compuesta de aluvión situada en paralelo a alguna corriente y que actúa para confinar sus aguas, excepto durante las inundaciones.

Dirección (strike) Rumbo, determinado con una brújula, de la línea de intersección entre un estrato o una falla que buza y una superficie horizontal. La dirección es siempre perpendicular a la dirección de buzamiento.

Discontinuidad (discontinuity) Cambio súbito con la profundidad de una o más de las propiedades físicas de los materiales que componen el interior de la Tierra. Límite entre dos materiales diferentes del interior de la Tierra, según se ha determinado por el comportamiento de las ondas sísmicas.

Discontinuidad de Mohorovicic (Moho) (Mohorovicic discontinuity) Límite que separa la corteza y el manto, discernible por un aumento de la velocidad sísmica.

Discontinuidad estratigráfica (unconformity) Superficie que representa una ruptura en el registro estratigráfico, causada por erosión y ausencia de deposición.

Discordancia angular (angular unconformity) Discontinuidad estratigráfica en la cual los estratos más antiguos tienen una inclinación en un ángulo distinto de los estratos más jóvenes.

Discordante (discordant) Término utilizado para describir plutones que cortan las estructuras de la roca caja, como los planos de estratificación.

Disolución (dissolution) Forma común de meteorización química; es el proceso de disolver en una disolución homogénea, como cuando una disolución acidificada disuelve la caliza.

Disolución hidrotermal (hydrotermal dissolution) Disolución acuosa y caliente que escapa de una masa magmática durante las etapas tardías de la cristalización. Dichas disoluciones pueden alterar la roca caja circundante y suelen ser el origen de depósitos significativos de menas.

Distribuidor (distributary) Sección de una corriente que abandona el flujo principal.

División de Cassini (Cassini gap) Ancha separación del sistema de anillos de Saturno entre el anillo *A* y el anillo *B.*

Divisoria (divide) Línea imaginaria que separa el drenaje de dos corrientes, a menudo a lo largo de una cordillera.

Dolina (sinkhole) Depresión producida en una región donde las rocas solubles han sido disueltas por el agua subterránea.

Domo de exfoliación (exfoliation dome) Gran estructura en forma de domo, normalmente desarrollada sobre granitos, y formada por lajamiento.

Domo de lava (lava dome) Masa bulbosa asociada con un volcán antiguo, producida por la extrusión de lavas muy densas por la chimenea. Los domos de lava pueden actuar como tapones para desviar las subsiguientes erupciones gaseosas.

Domo estructural (dome) Estructura con forma de pliegue convexo (anticlinal) aproximadamente circular.

Dorsal centro oceánico (mid-ocean ridge) Dorsal montañosa continua situada sobre el fondo de las principales cuencas oceánicas, cuya anchura varía entre 500 y 5.000 kilómetros. Las hendiduras situadas en las crestas de estas dorsales representan los bordes de placas divergentes.

Dorsal oceánica (ocean ridge) *Véase dorsal centro oceánica.*

Drumlin Colina simétrica alineada con la dirección de flujo glaciar compuesta de till glaciar. El lado abrupto de la colina da a la dirección desde la cual el hielo avanzó.

Duna (dune) Colina o loma de arena depositada por el viento.

Duna barjanoide (barchanoid dune) Dunas que forman hileras festoneadas de arena orientada según ángulos rectos con respecto al viento. Esta forma es intermedia entre los barjanes y las extensas ondulaciones de las dunas transversales.

Duna parabólica (parabolic dune) Duna arenosa similar en forma al barján excepto en que sus extremos apuntan en dirección contraria a la que sopla el viento. Estas dunas se forman a menudo a lo largo de las costas que tienen fuertes vientos que soplan en dirección a la costa, abundante arena y vegetación que cubre parcialmente la arena.

Dunas en estrella (star dune) Colina aislada de arena que exhibe una forma compleja y se desarrolla donde las direcciones del viento son variables.

Dunas longitudinales o seif (longitudinal dunes) Largas lomas de arena orientadas en paralelo a la dirección predominante del viento; estas dunas se forman en los lugares donde el suministro de arena es limitado

Dunas transversales (transverse dunes) Serie de largas lomas orientadas en ángulos rectos con respecto al viento predominante; estas dunas se forman donde la vegetación es dispersa y la arena es muy abundante.

Dureza (hardness) Resistencia de un mineral a la abrasión y el rayado.

Ecosonda (echo sounder) Instrumento utilizado para determinar la profundidad del agua midiendo el intervalo transcurrido entre la emisión de una señal de sonido y la vuelta de su eco desde el fondo.

Efecto invernadero (greenhouse effect) La transmisión de radiación solar de onda corta por la atmósfera acoplada a la absorción selectiva de la radiación terrestre de longitud de onda más larga, en especial por el vapor de agua y el dióxido de carbono, lo que causa el calentamiento de la atmósfera.

Efluente (gaining stream) Corriente que recibe agua mediante la entrada de aguas subterráneas a través de su lecho.

Electrón (electron) Partícula subatómica cargada negativamente que tiene una masa despreciable y se encuentra en el exterior del núcleo de un átomo.

Electrón de valencia (valence electron) Los electrones que intervienen en el proceso de enlace; los electrones que ocupan el nivel de energía principal más elevado de un átomo.

Elemento (element) Sustancia que no puede descomponerse en sustancias más simples por medios físicos o químicos ordinarios.

Eluviación (eluviation) Lavado de componentes finos del suelo desde el horizonte *A* por percolación de aguas descendentes.

Energía geotérmica (geothermal energy) Vapor de agua de origen natural utilizado para la generación de energía.

Energía hidroeléctrica (hydroelectric power) Electricidad generada mediante la caída del agua que se utiliza para accionar turbinas.

Enlace covalente (covalent bond) Enlace químico producido cuando se comparten electrones.

Enlace iónico (ionic bond) Enlace químico entre dos iones de carga opuesta formado por la transferencia de electrones de valencia de un átomo a otro.

Enlace metálico (metallic bond) Enlace químico presente en todos los metales que puede definirse como un tipo extremo de compartición de electrones en el cual los electrones se mueven libremente de átomo en átomo.

Enlace químico (chemical bond) Fuerte fuerza de atracción que existe entre los átomos de una sustancia. Consiste en transferir o compartir electrones, lo que permite que cada átomo consiga su capa de valencia completa.

Enriquecimiento secundario (secondary enrichment) Concentración, por

procesos de meteorización, de cantidades mínimas de metales que están dispersos en la roca no meteorizada, en concentraciones valiosas desde el punto de vista económico.
Eón (eon) La mayor unidad de tiempo en la escala geológica, siguiente en orden de magnitud a la era.
Eón Arcaico (Archean eon) El primer eón del tiempo Precámbrico. Es el eón que precede al Proterozoico. Se extiende entre hace 4 500 millones de años y hace 2.500 millones de años.
Eón Fanerozoico (Phanerozoic eon) Parte del tiempo geológico representado por rocas que contienen abundantes restos fósiles. Se extiende desde el final del eón Proterozoico (hace 540 millones de años) hasta la actualidad.
Eón Proterozoico (Proterozoic eon) El eón posterior al Arcaico y previo al Fanerozoico. Se extiende entre hace 2.500 y 540 millones de años.
Epicentro (epicenter) El lugar de la superficie terrestre que se encuentra directamente encima del foco de un terremoto.
Época (epoch) Unidad de la escala de tiempo geológico que es una subdivisión de un periodo.
Época Pleistocena (Pleistocene epoch) Época del periodo Cuaternario que empezó hace alrededor de 1,8 millones de años y acabó hace unos 10.000 años. Mejor conocida como la época de la gran glaciación continental.
Era Cenozoica (Cenozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico que empieza hace unos 65,5 millones de años, después de la era Mesozoica.
Era Mesozoica (Mesozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico que transcurre entre las eras Paleozoica y Cenozoica: desde hace unos 248 millones de años hasta hace 65,5 millones de años.
Era Paleozoica (Paleozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico comprendido entre las eras Precámbrica y Mesozoica: desde hace unos 542 millones de años hasta hace 251 millones de años.
Era División principal en la escala de tiempo geológico; las eras se dividen en unidades más cortas denominadas periodos.
Erosión (erosion) Incorporación y transporte de material por un agente dinámico, como el agua, el viento y el hielo.
Erosión remontante (headward erosion) Ampliación pendiente arriba de la cabecera de un valle debida a la erosión.
Erupción fisural (fissure eruption) Erupción en la cual la lava es expulsada a través de estrechas fracturas o grietas en la corteza.
Escala de intensidad de Mercalli (Mercalli intensity scale) *Véase escala de intensidad modificada de Mercalli.*
Escala de intensidad modificada de Mercalli (modified Mercalli intensity scale) Escala de 12 puntos desarrollada para evaluar la intensidad de los terremotos basándose en la cuantía del daño causado a diversas estructuras.
Escala de Mohs (Mohs scale) Serie de 10 minerales utilizados como patrones para la determinación de la dureza.
Escala de Richter (Richter scale) Escala de magnitud de los terremotos basada en la amplitud de la mayor onda sísmica.
Escala de tiempo geológico (geologic time scale) División de la historia de la Tierra en bloques temporales: eones, eras, periodos y épocas. La escala de tiempo se creó utilizando principios relativos de datación.
Escarpe de falla (fault scarp) Resalte creado por el movimiento a lo largo de una falla. Constituye la superficie expuesta de la falla antes de su modificación por la meteorización y la erosión.
Escoria (scoria) Expulsiones vesiculares producto del magma basáltico.
Escorrentía (runoff) Agua que fluye sobre la tierra en vez de infiltrarse en el suelo.
Escorrentía en lámina (sheet flow) Aguas de escorrentía que fluyen en láminas finas no encauzadas.
Escudo (shield) Expansión grande y relativamente plana de rocas ígneas y metamórficas antiguas dentro del cratón.
Esfuerzo (stress) Fuerza por unidad de área que actúa sobre cualquier superficie dentro de un sólido.
Esfuerzo compresivo (compressional stress) Esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso.
Esfuerzo diferencial (differential stress) Fuerzas desiguales en direcciones diferentes.
Esfuerzo tensional (tensional stress) El tipo de esfuerzo que tiende a separar un cuerpo.
Esker (esker) Cresta sinuosa compuesta en gran medida por arena y grava depositadas por una corriente que fluye en un túnel debajo de un glaciar cerca de su término.
Espeleotema (speleothem) Término colectivo para designar las rocas de precipitación química encontradas en las cavernas.
Espigón (groin) Muro corto construido en ángulo recto con la línea de costa para atrapar la arena en movimiento.
Espolones truncados (truncated spurs) Acantilados de forma triangular producidos cuando espolones de tierra que se extienden hacia el interior de un valle son eliminados por la gran fuerza erosiva de un glaciar de valle.
Esquistosidad (schistosity) Tipo de foliación característico de rocas metamórficas de grano grueso. Estas rocas tienen una disposición paralela de minerales laminares, como las micas.
Estalactita (stalactite) Estructura carambanoide que cuelga del techo de una caverna.
Estalagmita (stalagmite) Forma columnar que crece hacia arriba desde el suelo de una caverna.
Estepa (steppe) Uno de los dos tipos de clima seco. Variante marginal y más húmeda del desierto que lo separa de los climas húmedos limítrofes.
Estrangulamiento (cutoff) Segmento corto de canal creado cuando un río erosiona el estrecho cuello de tierra situado entre dos meandros.
Estratificación cruzada (cross-bedding) Estructura en la cual capas relativamente finas están inclinadas en ángulo con respecto a la estratificación principal. Formada por corrientes de aire o agua.
Estrato gradado (graded bed) Capa de sedimento caracterizada por una disminución del tamaño de grano de base a techo.
Estratos (strata) Capas paralelas de rocas sedimentarias.
Estrato-volcán (stratovolcano) *Véase cono compuesto.*
Estriaciones glaciares (glacial striations) Grietas y surcos o estrías causados por la abrasión glaciar en el lecho de roca.
Estromatolitos (stromatolites) Montículos de carbonato de calcio con capas distintivas, que constituyen una evidencia fósil de la existencia de bacterias microscópicas antiguas.
Estructura rocosa (rock structure) Todas las estructuras creadas por los procesos de deformación, desde las fracturas menores del lecho de roca hasta una gran cadena montañosa.
Estructura tectónica (tectonic structure) Característica geológica básica, como un pliegue, una falla o una foliación rocosa, que se produce como consecuencia de fuerzas asociadas con la interacción de las placas tectónicas.
Estuario (estuary) Entrante marino con forma de embudo que se formó cuando una elevación del nivel del mar o una subsidencia del terreno hizo que se inundara la desembocadura de un río
Eucariotas Organismo cuyo material genético está encerrado en un núcleo; las

plantas, los animales y los hongos son eucariotas.
Evaporita (evaporite) Roca sedimentaria formada por el material depositado a partir de disoluciones por evaporación del agua.
Evapotranspiración (evapotranspiration) Efecto combinado de la evaporación y la transpiración.
Exfoliación (cleavage) Tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos con enlaces débiles.
Expansión del fondo oceánico (seafloor spreading) La primera hipótesis propuesta en los años 1960 por Harry Hess, según la cual se produce nueva corteza oceánica en las crestas de las dorsales mesoceánicas, que son los lugares donde divergen las placas.
Extrusiva (extrusive) Actividad ígnea que se produce en la superficie de la Tierra.
Facies (facies) Porción de una unidad litológica que posee un conjunto distintivo de características que la distingue de otras partes de la misma unidad.
Facies metamórficas (metamorphic facies) Grupo de minerales asociados que se utilizan para establecer las presiones y las temperaturas a las que las rocas experimentan metamorfismo.
Falla (fault) Rotura en una masa rocosa a lo largo de la cual se produce movimiento.
Falla de despegue (detachment fault) Falla casi horizontal que puede extenderse centenares de kilómetros por debajo de la superficie. Este tipo de fallas representa un límite entre las rocas que exhiben deformación dúctil y las rocas que exhiben deformación frágil.
Falla de desplazamiento horizontal (strike-slip fault) Falla a lo largo de la cual el movimiento es horizontal.
Falla de desplazamiento vertical (dip-slip fault) Falla en la cual el movimiento es paralelo al buzamiento de la falla.
Falla inversa (reverse fault) Falla en la cual el material situado encima del plano de falla asciende en relación con el material situado debajo.
Falla normal (normal fault) Falla en la cual la roca situada por encima del plano de falla se ha movido hacia abajo en relación con la roca situada por debajo.
Falla transformante (transform fault) Gran falla de desplazamiento horizontal que atraviesa la litosfera y acomoda el movimiento entre dos placas.
Fecha numérica (numerical date) Número de años que han pasado desde que un acontecimiento tuvo lugar.
Fenocristal (phenocryst) Cristal de gran tamaño incluido en una matriz de cristales de grano más fino.
Fetch (fetch) La distancia que ha recorrido el viento a través del agua libre.
Fiordo (fiord) Entrante de mar escarpado por los dos lados, formado cuando un valle glaciar es fue parcialmente inundado por el mar.
Fisibilidad (fissility) Separación en finas láminas a lo largo de superficies paralelas apretadas, que muestran algunas rocas como las lutitas fisiles (shales).
Fisión nuclear (fission, nuclear) La escisión de un núcleo pesado en dos o más núcleos más ligeros causada por la colisión con un neutrón. Durante este proceso se libera una gran cantidad de energía.
Fisión nuclear (nuclear fission) División de los núcleos atómicos en núcleos más pequeños produciendo la emisión de neutrones y la liberación de energía calorífica.
Fisura (fissure) Grieta en la roca a lo largo de la cual hay una separación evidente.
Flecha (spit) Loma alargada de arena que se proyecta desde tierra en la entrada de una bahía adyacente.
Flujo (flow) Tipo de movimiento común en los procesos gravitacionales en los cuales el material saturado de agua se desplaza pendiente abajo como un fluido viscoso.
Flujo de derrubios (debris flow) Flujo de suelo y regolito que contiene una gran cantidad de agua. Es muy habitual en las regiones montañosas semiáridas y en las laderas de algunos volcanes.
Flujo de tierra (earthflow) Movimiento descendente del sedimento rico en arcilla y saturado de agua. Muy característico de las regiones húmedas.
Flujo laminar (laminar flow) Movimiento de las partículas de agua que siguen trayectorias en línea recta y son paralelas al cauce. Las partículas de agua se mueven corriente abajo sin mezclarse.
Flujo mareal (flood current) Corriente mareal asociada con el incremento en altura de la marea.
Flujo piroclástico (pyroclastic flow) Mezcla muy caliente, en gran medida de cenizas y fragmentos de pumita, que descienden por los flancos de un volcán o a lo largo de la superficie del terreno.
Flujo plástico (plastic flow) Tipo de movimiento glaciar que se produce dentro del hielo por debajo de una profundidad de 50 metros, en la cual el hielo no se fractura.
Flujo turbulento (turbulent flow) Movimiento del agua de una manera errática a menudo caracterizada por remolinos y turbulencias. La mayor parte de los flujos de corriente son de este tipo.
Fluorescencia (fluorescence) Absorción de la luz ultravioleta, que es reemitida como luz visible.
Foco (terremoto) (focus, earthquake) La zona del interior de la Tierra donde el desplazamiento de rocas produce un terremoto.
Foliación (foliation) Término para designar el ordenamiento linear de las características texturales exhibido a menudo por las rocas metamórficas.
Foliación (rock cleavage) Tendencia de las rocas a escindirse a lo largo de superficies paralelas muy próximas. Estas superficies suelen estar muy inclinadas con respecto a los planos de estratificación de la roca.
Forma cristalina (crystal shape) Aspecto externo de uno determinado por la disposición ordenada de sus átomos
Formaciones de hierro bandeado (Banded iron formations) Un estrato de hierro y rico en sílice (cuarzo) finamente estratificado depositado principalmente durante el Precámbrico.
Fosa (trench) *Véase fosa submarina.*
Fosa submarina (deep-ocean trench) Depresión alargada estrecha del fondo marino.
Fosa tectónica asimétrica (half graben) Bloque de falla inclinado en el que el lado más elevado se asocia con una topografía montañosa y el lado más bajo es una cuenca que se llena de sedimento.
Fósil (fossil) Restos o huellas de organismos conservados desde el pasado geológico.
Fósil índice o guía (index fossil) Fósil que se asocia con un lapso de tiempo geológico concreto.
Fractura (fracture) Cualquier rotura longitudinal de la roca sin que haya habido movimiento apreciable.
Franja capilar (capillary fringe) Zona relativamente estrecha en la base de la zona de aireación. Aquí el agua asciende desde el nivel freático en aberturas diminutas entre los granos del suelo o sedimento.
Frente de playa (beach face) Superficie húmeda e inclinada que se extiende desde la berma hasta la línea de costa.
Fuente termal (hot spring) Manantial en el cual la temperatura es 6-9 ºC más caliente que la temperatura media anual del aire de su localidad.
Fuerza de arrastre de la placa (slab-pull) Mecanismo que contribuye al movimiento de placas en el que la corteza oceánica fría y densa se sumerge en el manto y «arrastra» la litosfera posterior.
Fuerza de empuje de dorsal (ridge push) Mecanismo que contribuye

al movimiento de placas. Supone el deslizamiento de la litosfera oceánica debajo de la dorsal oceánica bajo la fuerza de la gravedad.

Fuerza de resistencia de la placa (plate resistance) Fuerza que contrarresta el movimiento de placas conforme una placa en subducción raspa una placa suprayacente.

Fuerza de succión de la placa (slab suction) Una de las fuerzas impulsoras del movimiento de placas, procede del empuje de la placa en subducción sobre el manto adyacente. Es una circulación inducida del manto que empuja la placa en subducción, así como la placa suprayacente hacia la fosa.

Fumarola (fumarole) En una zona volcánica, abertura de la cual escapan gases y vapores.

Fumarola oceánica (black smoker) Chimenea hidrotermal en el fondo oceánico que emite una nube negra de agua caliente rica en metales.

Fundido (melt) Porción líquida de un magma, excluyendo los cristales sólidos.

Fusión parcial (partial melting) Proceso mediante el cual se funde la mayoría de las rocas ígneas. Dado que cada mineral tiene puntos de fusión diferentes, la mayoría de las rocas ígneas se funde a lo largo de un intervalo de temperaturas de unos pocos centenares de grados. Si se extrae la fase líquida después de que haya habido algo de fusión, se produce un fundido con un mayor contenido de sílice.

Fusión por descompresión (decompression melting) Fusión que se produce cuando la roca asciende debido a un descenso de la presión de confinamiento.

Garganta (water gap) Paso a través de una cordillera o una montaña en la cual fluye una corriente de agua.

Géiser (geyser) Fuente de agua caliente expulsada de manera periódica desde el terreno.

Geología (geology) Ciencia que estudia la Tierra, su forma y composición, y los cambios que ha experimentado y está experimentando.

Geología física (physical geology) División principal de la geología que estudia los materiales de la Tierra y busca comprender los procesos y las fuerzas que actúan debajo y encima de su superficie terrestre.

Geología histórica (historical geology) División principal de la geología que aborda el origen de la Tierra y su desarrollo a lo largo del tiempo. Normalmente implica el estudio de fósiles y su secuencia en los estratos rocosos.

Geosfera La Tierra sólida; una de las cuatro esferas básicas de la Tierra.

Glaciar (glacier) Gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre por compactación y recristalización de la nieve mostrando evidencias de flujo en el pasado o en la actualidad.

Glaciar alpino (alpine glacier) Glaciar confinado a un valle de montaña, que en la mayoría de los casos había sido previamente un valle fluvial.

Glaciar de casquete (ice sheet) Masa de hielo glaciar muy grande y gruesa que fluye hacia el exterior en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación.

Glaciar de desbordamiento (outlet glacier) Lengua de hielo que normalmente fluye con rapidez hacia fuera de un glaciar de meseta o coberteras de hielo, normalmente a través de terreno montañoso, hacia el mar.

Glaciar de piedemonte (piedmont glacier) Glaciar que se forma cuando uno o más glaciares alpinos emergen de las paredes confinantes de los valles de montaña y se extienden en la base de las montañas creando una amplia cubierta de hielo en las tierras bajas.

Glaciar de valle (valley glacier) *Véase glaciar alpino.*

Gondwana (Gondwanaland) Porción meridional de Pangea, que constaba de Sudamérica, África, Australia, India y la Antártida.

Graben o fosa tectónica (graben) Valle formado por el hundimiento de un bloque limitado por fallas.

Gradiente (gradient) Pendiente de una corriente de agua; generalmente se expresa como la caída vertical a lo largo de una distancia fija.

Gradiente geotérmico (geothermal gradient) Aumento gradual de la temperatura con la profundidad en la corteza. La media es de 30 ºC por kilómetro en la corteza superior.

Gradiente hidráulico (hydraulic gradient) Pendiente del nivel freático. Se determina hallando la diferencia de altura entre dos puntos en el nivel freático y dividiéndola por la distancia horizontal entre los dos puntos.

Grieta de desecación (mud crack) Estructura en las rocas sedimentarias que se forma cuando el barro húmedo se seca, se contrae y se agrieta.

Grieta glaciar o crevasse (crevasse) Profunda hendidura en la superficie quebradiza de un glaciar.

Guyot (guyot, tablemount) Montaña submarina sumergida de cima plana.

Hábito (habit) Se refiere a la forma común o característica de un cristal o agregado de cristales.

Harina de roca (rock flour) Roca molida producida por el efecto de abrasión de un glaciar.

Hidrólisis (hydrolysis) Proceso de meteorización química en el cual los minerales son alterados al reaccionar químicamente con el agua y los ácidos.

Hidrosfera (hydrosphere) La porción acuosa de nuestro planeta; una de las subdivisiones tradicionales del ambiente físico de la Tierra.

Hipocentro (hypocenter) *Véase foco* (*terremoto*).

Hipótesis (hypothesis) Explicación propuesta que luego es probada para determinar si es válida.

Hogback (hogback) Alineación montañosa estrecha y en forma de cresta formada por el borde volcado de un lecho de roca resistente con elevado buzamiento.

Horizontalidad original (original horizontality) Capas de sedimento que se depositan en general en una posición horizontal o casi horizontal.

Horizonte (horizon) Capa del perfil del suelo.

Horizonte del suelo (soil horizon) Capa del suelo que tiene características identificables producidas por meteorización química y otros procesos formadores de suelo.

Horn (horn) Pico piramidal formado por la acción glaciar de tres o más circos que rodean una cima montañosa.

Horst (horst) Bloque alargado y elevado limitado por fallas.

Huellas de puntos calientes (hot spot tracks) Cadena de estructuras volcánicas producidas a medida que una placa litosférica se mueve sobre una pluma del manto.

Humus Materia orgánica del suelo producida por la descomposición de plantas y animales.

Inclusión (inclusion) Parte de una unidad litológica contenida dentro de otra. Las inclusiones se utilizan en la datación relativa. La masa de roca adyacente a la que contiene la inclusión debe haber estado allí primero para proporcionar el fragmento.

Inconformidad (nonconformity) Discontinuidad estratigráfica en la cual las rocas ígneas metamórficas o intrusivas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes.

Inercia (inertia) Los objetos en reposo tienden a permanecer en reposo y los objetos en movimiento tienden a estar en movimiento a menos que sobre ellos actúe una fuerza exterior.

Infiltración (infiltration) Movimiento del agua superficial dentro de las rocas o el suelo a través de grietas o poros.

Influente (losing stream) Corrientes que pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas por el desagüe a través del lecho de la corriente.
Inselberg (inselberg) Montaña aislada relicta característica de la etapa tardía de erosión en una región montañosa árida.
Intensidad (terremoto) (intensity, earthquake) Medida del grado de temblor sísmico en un lugar concreto basada en la cantidad de daños.
Interfase (interface) Límite común donde interaccionan diferentes partes de un sistema.
Intersección (cross-cutting) Principio de la datación relativa. Una roca o falla es más joven que cualquier roca (o falla) que corte.
Intervalo de recurrencia (recurrence interval) Intervalo medio entre acontecimientos hidrológicos como inundaciones de una magnitud determinada o mayor.
Intrusión (intrusión) *Véase Plutón*
Inundación (flood) Desbordamiento del cauce de una corriente de agua que sucede cuando el caudal supera la capacidad del cauce. Es el peligro geológico más habitual y destructivo.
Inversión magnética (magnetic reversal) Cambio en el campo magnético de la Tierra de normal a inverso y viceversa.
Ion Átomo o molécula que posee una carga eléctrica.
Isla barrera (barrier island) Banco bajo y alargado de arena que discurre paralelo a la costa.
Isostasia (isostasy) El concepto de que la corteza terrestre está «flotando» en equilibrio gravitatorio sobre el material del manto.
Isótopos (isotopes) Variedades del mismo elemento que tienen diferentes números másicos; sus núcleos contienen el mismo número de protones, pero diferentes números de neutrones.
Isótopos hijos o radiogénicos (daughter product) Isótopo que resulta de la desintegración radiactiva.
Kame (kame) Colina de bordes escarpados compuesta de arena y grava que se origina cuando el sedimento se reúne en aperturas del hielo glaciar estancado.
Karst (karst) Tipo de topografía formada sobre rocas solubles (en especial caliza) principalmente por disolución. Se caracteriza por los sumideros, las grietas y el drenaje subterráneo.
Klippe Resto o fragmento de una escama tectónica o manto de cabalgamiento que fue aislado por erosión.
Lacolito (laccolith) Cuerpo ígneo masivo resultado de una intrusión entre estratos preexistentes.
Lago de media luna (oxbow lake) Lago curvado que se origina cuando una corriente de agua corta un meandro.
Lago pequeño de montaña (tarn) Pequeño lago en un circo glaciar.
Lago pluvial (pluvial lake) Lago formado durante un periodo de aumento de lluvias. Esta situación ocurrió en muchas áreas no cubiertas por glaciares durante periodos de avance del hielo.
Lagos «Pater noster» (Pater noster lakes) Cadena de pequeños lagos en un valle glaciar que ocupa cubetas creadas por erosión glaciar.
Lahar (lahar) Coladas de derrubios originadas en las pendientes de los volcanes que se producen cuando capas inestables de ceniza y derrubios se saturan de agua y fluyen pendiente abajo, siguiendo normalmente los cauces de los ríos.
Lajamiento (sheeting) Proceso de meteorización mecánica caracterizado por la separación de láminas de roca.
Laterita (laterite) Tipo de suelo rojo intensamente lixiviado presente en los Trópicos, que es rico en óxidos de hierro y aluminio.
Laurasia (laurasia) La porción septentrional de Pangea, compuesta por Norteamérica y Eurasia.
Lava almohadillada (pillow basalts) Lava basáltica que solidifica en un ambiente subacuático y desarrolla una estructura que se parece a un apilamiento de almohadas.
Lava cordada (pahoehoe flow) Colada de lava con una superficie de lisa a ondulada.
Lava (lava) Magma que alcanza la superficie terrestre.
Ley (law) Afirmación formal de la manera regular según la cual se produce un fenómeno natural bajo condiciones determinadas; por ejemplo, la «ley de la superposición».
Ley de Darcy (Darcy's law) Ecuación que expresa que el caudal de aguas subterráneas depende del gradiente hidráulico, la conductividad hidráulica y el área de la sección transversal de un acuífero.
Ley de la constancia de los ángulos interfaciales (lay of constancy of interfacial angles) Ley que establece que el ángulo entre caras equivalentes del mismo mineral son siempre iguales.
Ley de la superposición (law of superposition) En cualquier secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más moderno que el de debajo.
Ley de Steno (Steno's law) *Véase Ley de constancia de los ángulos interfaciales*
Licuefacción (liquefaction) Transformación de un suelo estable en un fluido que suele ser incapaz de soportar edificios u otras estructuras.
Límite de nieves perpetuas (snowline) Límite inferior de la nieve perpetua.
Línea de costa (coastline) Borde del lado del mar del litoral. Límite del lado de tierra del efecto de las olas de temporal más altas en la costa.
Línea litoral (shoreline) Línea que marca el contacto entre la tierra y el mar. Migra hacia arriba y hacia abajo conforme la marea sube o baja.
Litificación (lithification) Proceso, generalmente de cementación y/o compactación, de conversión de los sedimentos en roca sólida.
Litoral (shore) Lado del mar de la costa, esta zona se extiende desde el nivel más elevado de la acción de las olas durante los temporales hasta el nivel más bajo de la marea.
Litosfera (lithosphere) Capa externa rígida de la Tierra, que comprende la corteza y el manto superior.
Lixiviación (leaching) Empobrecimiento de materiales solubles de la parte superior del suelo por percolación de aguas descendentes.
Llanura abisal (abyssal plain) Área muy plana del fondo oceánico profundo, que normalmente se encuentra al pie de la elevación continental.
Llanura de aluvión (outwash plain) Llanura relativamente plana de pendiente suave que consta de materiales depositados por corrientes de agua de fusión delante del margen de un glaciar de casquete.
Llanura de inundación (floodplain) Porción plana y baja de un valle fluvial sujeta a inundación periódica.
Llanura mareal (tidal flat) Área pantanosa o fangosa que es alternativamente cubierta y expuesta por la subida y la bajada de las mareas.
Llanura oceánica (oceanic plateau) Región extensa del fondo oceánico compuesta de acumulaciones gruesas de lavas almohadilladas y otras rocas máficas que en algunos casos superan los 30 kilómetros de grosor.
Llanura salina (salt flat) Costra blanca situada en el suelo producida cuando el agua se evapora y precipita los componentes disueltos.
Lluvia de meteoritos (meteor shower) Numerosos meteoroides que viajan en la misma dirección y aproximadamente a

la misma velocidad. Se piensa que están constituidos por materia perdida por los cometas.

Loess (loess) Depósitos de limo transportado por el viento, que carecen de capas visibles, generalmente de color amarillento y capaces de originar resaltes casi verticales.

Longitud de onda (wavelength) Distancia horizontal que separa crestas o valles sucesivos.

Magma Volumen de roca fundida situada en profundidad, que incluye gases disueltos y cristales.

Magnetismo fósil (fossil magnetism) *Véase paleomagnetismo.*

Magnetómetro (magnetometer) Instrumento sensible utilizado para medir la intensidad del campo magnético de la Tierra en diversos puntos.

Magnitud (terremoto) (magnitude, earthquake) Cálculo de la cantidad total de energía liberada durante un terremoto, basado en los registros sísmicos.

Magnitud del momento (moment magnitude) Medida de la magnitud de un terremoto más precisa que la escala de Richter que se deriva del desplazamiento que se produce a lo largo de una zona de falla.

Malecones (jetties) Un par de estructuras que se extienden en el océano a la entrada de un puerto o un río y que se construyen con el fin de protegerlo contra las olas de tormenta y el depósito de sedimentos.

Manantial o fuente (spring) Flujo de agua subterránea que emerge de forma natural en la superficie del terreno.

Mancha solar (sunspot) Área oscura del Sol asociada con potentes tormentas magnéticas que se extienden desde la superficie solar hacia el interior profundo.

Manto (mantle) Una de las capas composicionales de la Tierra. Caparazón de roca sólida que se extiende desde la base de la corteza hasta una profundidad de 2.900 kilómetros.

Manto inferior (lower mantle) *Véase mesosfera.*

Marea (tide) Cambio periódico en la elevación de la superficie oceánica.

Marea de tempestad (storm surge) La elevación anómala del mar a lo largo de una costa como consecuencia de fuertes vientos.

Marea muerta (neap tide) La menor altura mareal. Se produce cerca de los momentos en que hay cuartos crecientes y menguantes.

Marea viva (spring tide) La marea más alta. Se produce cerca de los momentos de luna nueva y luna llena.

Marejada (swells) Olas generadas por el viento que han entrado en una zona de vientos más débiles o en calma.

Maremoto (seismic sea wave) Ola oceánica de movimiento rápido generada por la actividad sísmica, que es capaz de infligir graves daños en las regiones costeras.

Mares lunares, maría (maria) Áreas suaves en la superficie de la Luna que se pensó, equivocadamente, que eran mares.

Margen continental (continental margin) Porción del fondo oceánico adyacente a los continentes. Puede incluir la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud.

Margen continental pasivo (passive continental margin) Margen formado por una plataforma continental, el talud continental y el pie de talud. No están asociados con los bordes de placa y, por tanto, experimentan poco vulcanismo y escasos terremotos.

Marmita de gigante (pothole) Depresión formada en el cauce de una corriente de agua por la acción abrasiva de la carga de sedimento en el agua.

Masivo (massive) Plutón ígneo que no es de forma tabular.

Material piroclástico (pyroclastic material) Roca volcánica expulsada durante una erupción. Son materiales piroclásticos las cenizas, las bombas y los bloques.

Meandro (meander) Sinuosidad en forma de lazo en el curso de una corriente de agua.

Meandro encajado (incised meander) Cauce sinuoso que fluye en un valle inclinado y estrecho. Estas estructuras se forman cuando un área se eleva o cuando el nivel de base cae.

Mecanismo de retroalimentación del clima (Climate feedback mechanism) Dado que la atmósfera es un sistema físico interactivo complejo, pueden producirse diversos posibles resultados diferentes cuando se altera uno de los elementos del sistema. Estas varias posibilidades se denominan *mecanismos de retroalimentación del clima.*

Mecanismo de retroalimentación negativa (negative feedback mechanism) Como se usa en el cambio climático, cualquier efecto que es el opuesto al cambio inicial y tienen a compensarlo.

Mecanismo de retroalimentación positiva (positive feedback mechanism) Como se usa en el cambio climático, cualquier efecto que actúa para reforzar el cambio climático.

Mena (ore) Normalmente un mineral metálico útil que puede extraerse en una mina para sacar beneficio. El término se aplica también a ciertos minerales no metálicos como la fluorita y el azufre.

Mesosfera (mesosphere) Parte del manto que se extiende desde el límite núcleo-manto hasta una profundidad de 660 kilómetros. También se conoce como manto inferior.

Metamorfismo (metamorphism) Cambios en la composición mineral y textura de una roca sometida a elevadas temperaturas y presiones en el interior de la Tierra.

Metamorfismo de contacto (contact metamorphism) Cambios en la roca causados por el calor procedente de un cuerpo magmático próximo.

Metamorfismo de enterramiento (burial metamorphism) Metamorfismo de grado bajo que se produce en las capas inferiores de acumulaciones muy espesas de estratos sedimentarios.

Metamorfismo de impacto (impact metamorphism) Metamorfismo que se produce cuando los meteoritos golpean la superficie terrestre.

Metamorfismo de zona de subducción (subduction zone metamorphism) Metamorfismo de presión elevada y temperatura baja que se produce donde los sedimentos son transportados a grandes profundidades por una placa en subducción.

Metamorfismo hidrotermal (hydrothermal metamorphism) Alteraciones químicas que se producen cuando el agua caliente rica en hierro circula a través de las fracturas de la roca.

Metamorfismo regional (regional metamorphism) Metamorfismo asociado con la formación de montañas a gran escala.

Metamorfismo térmico (thermal metamorphism) *Véase metamorfismo de contacto.*

Metasomatismo (metasomatism) Proceso metamórfico ligado a la presencia de fluidos hidrotermales químicamente activos que favorecen la disolución, migración e intercambio de iones entre los minerales de una roca y los fluidos.

Meteorito (meteorite) Cualquier porción de un meteoroide que sobrevive después de atravesar la atmósfera terrestre y choca contra la superficie.

Meteorización (weathering) Desintegración y descomposición de una roca en la superficie terrestre o en un lugar próximo a ella.

Meteorización diferencial (differential weathering) Variación en la velocidad y el grado de meteorización causada por factores como la composición mineral, el grado de compacidad y el clima.

Meteorización esferoidal (spheroidal weathering) Cualquier proceso de meteorización que tiende a producir una forma esférica a partir de una forma inicialmente en bloque.
Meteorización mecánica (mechanical weathering) Desintegración física de una roca que provoca la formación de fragmentos más pequeños.
Meteorización química (chemical weathering) Procesos mediante los cuales la estructura interna de un mineral es alterada por eliminación y/o adición de elementos.
Meteoro (meteor) Fenómeno luminoso observado cuando un meteoroide entra en la atmósfera terrestre y se enciende; popularmente denominado «estrella fugaz».
Meteoroide (meteoroid) Cualquier pequeña partícula sólida que tenga una órbita en el Sistema Solar.
Mezcla de magmas (magma mixing) Proceso de modificación de la composición de un magma a través de la mezcla con material de otro cuerpo magmático.
Microcontinentes (microcontinents) Fragmentos relativamente pequeños de corteza continental que pueden encontrarse por encima del nivel del mar, como la isla de Madagascar, o sumergidos como la llanura Campbell, situada cerca de Nueva Zelanda.
Micrometeorito (micrometeorite) Meteorito muy pequeño que no crea suficiente fricción para arder en la atmósfera, sino que desciende lentamente hacia la Tierra.
Migmatita (migmatite) Roca que muestra a la vez características de roca ígnea y metamórfica. Dichas rocas pueden formarse cuando se funden los silicatos félsicos y luego cristalizan, mientras que los silicatos máficos permanecen sólidos.
Mineral (mineral) Material cristalino inorgánico de origen natural con una estructura química definida.
Mineral índice (index mineral) Mineral que es un buen indicador del ambiente metamórfico en el que se formó. Utilizado para distinguir zonas diferentes de metamorfismo regional.
Mineralogía (mineralogy) Estudio de los minerales.
Montaña limitada por fallas (fault-block mountain) Montaña formada por el desplazamiento de rocas a lo largo de una falla.
Montañas compresionales (compressional mountains) Montañas en las que grandes fuerzas horizontales han acortado y engrosado la corteza. La mayor parte de las cordilleras montañosas son de este tipo.
Monte submarino (seamount) Pico volcánico aislado que asciende al menos 1.000 metros por encima del suelo oceánico profundo.
Morrena central (medial moraine) Cordón de tills formado cuando se juntan las morrenas laterales de dos glaciares alpinos que se unen.
Morrena de fondo (ground moraine) Capa ondulada de till depositada conforme el frente de hielo se retira.
Morrena de retroceso (recessional moraine) Morrena final formada conforme se estancaba el frente de hielo durante el retroceso glaciar.
Morrena final (end moraine) Alineación de aluviones glaciares que marca una posición anterior del frente de un glaciar.
Morrena lateral (lateral moraine) Cordón de tills a lo largo de los bordes de un glaciar de valle compuestos fundamentalmente de derrubios que cayeron al glaciar procedentes de las paredes del valle.
Morrena terminal (terminal moraine) Morrena final que marca el lugar más avanzado al que llega un glaciar.
Nebulosa solar (solar nebula) Nube de gas y/o polvo interestelar a partir de la cual se formaron los cuerpos de nuestro Sistema Solar.
Neutrón (neutron) Partícula subatómica localizada en el núcleo de un átomo. El neutrón es eléctricamente neutro y tiene una masa aproximadamente igual a la de un protón.
Neviza (firn) Nieve granular recristalizada. Una etapa de transición entre la nieve y el hielo glaciar.
Nivel de base (base level) Nivel por debajo del cual un río no puede erosionar más.
Nivel de base absoluto (ultimate base level) Nivel del mar; el menor nivel al cual la erosión fluvial puede profundizar en el terreno.
Nivel de base local (local base level) *Véase nivel de base transitorio.*
Nivel de base transitorio (local) (temporary -local- base level) Nivel de un lago, una capa de roca resistente o cualquier otro nivel de base que se sitúa por encima del nivel del mar.
Nivel freático (water table) El nivel superior de la zona saturada de las aguas subterráneas.
Nivel freático colgado (perched water table) Zona de saturación localizada por encima del nivel freático principal creada por una capa impermeable (acuicluido).
Niveles o capas de energía (energy levels or shells) Zonas con forma esférica y carga negativa que rodean el núcleo de un átomo.
Nivel piezométrico (piezometric surface) Altura hasta la cual ascenderá el agua de un pozo artesiano por la presión del agua situada por encima, dentro del acuifero incluido. Depende de la altura de la zona de recarga del acuifero y de la distancia desde esta zona hasta el pozo.
No foliado (nonfoliated) Roca metamórfica que no exhibe foliación.
Nódulos de manganeso (manganese nodules) Tipo de sedimento hidrogénico disperso en el suelo oceánico, compuesto fundamentalmente de manganeso y hierro, y que normalmente contiene pequeñas cantidades de cobre, níquel y cobalto.
Nube ardiente (nuée ardente) Restos volcánicos incandescentes en suspensión por los gases calientes que se mueven pendiente abajo como si fuera una avalancha.
Nube de Oort (Oort cloud) Caparazón esférico compuesto de cometas que orbita el Sol a distancias en general superiores a 10.000 veces la distancia Tierra-Sol.
Núcleo (core) Capa más interna de la Tierra según la composición. Se cree que es en gran parte una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre.
Núcleo (nucleus) Centro pequeño y denso de un átomo que contiene toda su carga positiva y la mayor parte de su masa.
Núcleo externo (outer core) Capa situada debajo del manto, de unos 2.270 kilómetros de espesor y que tiene las propiedades de un líquido.
Núcleo interno (inner core) Capa sólida más interna de la Tierra, con un radio de unos 1.216 kilómetros
Número atómico (atomic number) Número de protones que hay en el núcleo de un átomo.
Número másico (mass number) La suma del número de neutrones y de protones del núcleo de un átomo.
Ocultación (occultation) Desaparición de luz que se produce cuando un objeto pasa detrás de otro aparentemente mayor. Por ejemplo, el paso de Urano por delante de una estrella distante.
Ola de oscilación (wave of oscillation) Ola en la cual la onda forma avances conforme las partículas de agua se mueven en órbitas circulares.
Ola de traslación (wave of translation) Avance turbulento del agua creado por las olas rompientes.
Oleada glaciar (surge) Periodo de avance glaciar rápido. Son típicamente esporádicas y cortas.

Onda de cuerpo (body wave) Onda sísmica que viaja a través del interior de la Tierra.
Onda P (P wave) La onda sísmica más rápida, que se transmite por compresión y expansión del medio.
Onda primaria (P) (primary (P) wave) Tipo de onda sísmica que implica la alternancia de compresión y expansión del material a través del que pasa.
Onda S (S wave) Onda sísmica, más lenta que una onda P, que viaja sólo a través de sólidos.
Onda secundaria (S) (secondary (S) wave) Onda sísmica que implica una oscilación perpendicular a la dirección de propagación.
Ondas de superficie (surface waves) Ondas sísmicas que viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra.
Ondas largas (L) (long (L) waves) Estas ondas generadas por los terremotos viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra y son responsables de la mayor parte del daño de superficie. Las ondas L tienen periodos más largos que las otras ondas sísmicas.
Orogénesis (orogenesis) Los procesos que, en conjunto, tienen como consecuencia la formación de montañas.
Oxidación (oxidation) Pérdida de uno o más electrones de un átomo o ion. Denominado así porque los elementos se combinan normalmente con el oxígeno.
Paleoclimatología (paleoclimatology) El estudio de los climas antiguos; el estudio del clima y el cambio climático antes del periodo de registros instrumentales utilizando datos indirectos.
Paleomagnetismo (paleomagnetism) El magnetismo remanente natural en los cuerpos rocosos. La magnetización permanente adquirida por una roca que puede utilizarse para determinar la localización de los polos magnéticos y la latitud de la roca en el momento en que quedó magnetizada.
Paleontología (paleontology) Estudio sistemático de los fósiles y la historia de la vida sobre la Tierra.
Paleozoico Término que abarca los eones Arcaico y Proterozoico.
Pangea (Pangaea) Supercontinente propuesto que hace 200 millones de años empezó a separarse y formar las masas terrestres actuales.
Paraconformidad (disconformity) Tipo de discontinuidad estratigráfica en la cual los estratos por encima y por debajo son paralelos.
Pasta (groundmass) La matriz de cristales más pequeños dentro de una roca ígnea que tiene textura porfídica.
Pavimento desértico (desert pavement) Capa de grava y clastos gruesos creada cuando el viento ha eliminado el material más fino.
Pegmatita (pegmatite) Roca ígnea de grano muy grueso (normalmente granito) que suele encontrarse asociada a una gran masa de rocas plutónicas que tienen cristales más pequeños. Se cree que la cristalización en un ambiente rico en agua es responsable del gran tamaño de los cristales.
Perfil de reflexión sísmica (seismic reflection profile) Método de observación de la estructura de roca por debajo de una capa de sedimento utilizando ondas sonoras fuertes de baja frecuencia que penetran los sedimentos y reflejan los contactos entre las capas rocosas y las zonas de falla.
Perfil del suelo (soil profile) Sección vertical a través de un suelo que muestra su sucesión de horizontes y la roca madre subyacente.
Perfil longitudinal (longitudinal profile) Sección representativa de un cauce fluvial a lo largo de su curso descendente desde la cabecera a la desembocadura.
Peridotita (peridotite) Roca ígnea de composición ultramáfica que se cree abundante en el manto superior.
Periodo (period) Unidad básica de la escala de tiempo geológico que es una subdivisión de una era. Los periodos pueden dividirse en unidades más pequeñas denominadas épocas.
Periodo de onda (wave period) Intervalo temporal comprendido entre el paso de crestas sucesivas en un punto estacionario.
Periodo de retorno (return period) *Véase intervalo de recurrencia.*
Periodo de semidesintegración o vida media (half-life) Tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los átomos de una sustancia radiactiva.
Permafrost (permafrost) Cualquier subsuelo permanentemente helado. Se encuentra normalmente en las regiones árticas y subárticas o pergelisuelo.
Permeabilidad (permeability) Medida de la capacidad de un material para transmitir agua.
Peso atómico (atomic weight) La media de las masas atómicas de los isótopos para un elemento dado.
Peso específico (specific gravity) Razón del peso de una sustancia con respecto al peso de un volumen igual de agua.
Pie de talud o elevación continental (continental rise) La superficie en suave pendiente que hay en la base del talud continental.
Pitón volcánico (volcanic neck) Resto aislado, con lateral empinado y erosivo que consiste en lava que una vez ocupó la chimenea de un volcán.
Pizarrosidad (slaty cleavage) Tipo de foliación característica de pizarras en la cual hay una disposición paralela de minerales metamórficos de grano muy fino.
Placa (plate) *Véase Placa litosférica*
Placa litosférica (Lithospheric plate) Unidad coherente de la capa externa rígida de la Tierra que abarca la corteza y la unidad superior.
Placa tectónica (Tectonic plate) *Véase Placa litosférica*
Placer Yacimiento formado cuando los minerales pesados son concentrados mecánicamente por las corrientes, lo más habitual por arroyos y oleaje. Los placeres son fuentes de oro, estaño, platino, diamantes y otros minerales valiosos.
Planeta joviano (Jovian planet) Uno de los planetas semejantes a Júpiter; Saturno, Urano y Neptuno. Estos planetas tienen densidades relativamente bajas.
Planeta terrestre (terrestrial planet) Uno de los planetas parecidos a la Tierra: Mercurio, Venus y Marte. Estos planetas tienen densidades similares.
Planetas exteriores (outer planets) Planetas de nuestro Sistema Solar, que incluyen Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno y Plutón. Con la excepción de Plutón, estos cuerpos son conocidos como los planetas jovianos.
Planetas interiores (inner planets) Planetas más interiores de nuestro Sistema Solar, que incluyen Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. También se les denomina planetas terrestres debido a su estructura interna y su composición, similares a las de la Tierra.
Planetesimal (planetesimal) Cuerpo celestial sólido que se acumuló durante las primeras etapas de la formación planetaria. Los planetesimales se agregaron en cuerpos cada vez más grandes, que formaron en último término los planetas.
Plano de estratificación (bedding plane) Superficie casi plana que separa dos estratos de roca sedimentaria. Cada plano de estratificación marca el final de un depósito y el comienzo de otro con diferentes características.
Plataforma continental (continental shelf) La zona sumergida de suave pendiente del margen continental que se extiende desde la línea de costa hasta el talud continental.
Plataforma de abrasión (wave-cut platform) Escalón o plataforma a lo largo de una costa al nivel del mar, cortada por erosión de las olas.
Plataforma estable (stable platform) Parte del cratón cubierta por rocas

sedimentarias relativamente no deformadas y por debajo de la cual yace un complejo de base de rocas ígneas y metamórficas.

Plataforma glaciar (ice shelf) Es una masa grande y relativamente plana de hielo flotante que se extiende hacia el mar desde la costa, pero permanece unida a la tierra por uno o más lados, cuando el hielo glaciar fluye en las bahías.

Playa (beach) Acumulación de sedimento que se encuentra a lo largo del borde continental del océano o de un lago.

Playa alta (backshore) Porción interior de la costa, que se encuentra en el lado de tierra de la línea de costa de mareas altas. Suele estar seca y sólo se ve afectada por las olas durante los temporales.

Playa árida (playa) El área central plana de una cuenca desértica sin drenaje.

Playa baja (foreshore) Porción de la costa que se encuentra entre las marcas normales de marea alta y baja; la zona intermareal.

Playa lago (playa lake) Lago transitorio en una playa.

Pliegue (fold) Capa o serie de capas dobladas que originalmente eran horizontales y después se deformaron.

Pliegue monoclinal (monocline) Flexura de un solo flanco en los estratos. Los estratos suelen ser planos o con buzamientos muy suaves a ambos lados del pliegue monoclinal.

Pluma del manto (mantle plume) Masa de material del manto más caliente de lo normal que asciende hacia la superficie, donde llevará a la actividad ígnea. Estas plumas de material sólido pero móvil pueden originarse a tanta profundidad como el límite núcleo-manto.

Plutón (pluton) Estructura que se produce como consecuencia del emplazamiento y cristalización del magma bajo la superficie terrestre.

Polaridad inversa (reverse polarity) Campo magnético opuesto al que existe en la actualidad.

Polaridad normal (normal polarity) Campo magnético igual al que existe en la actualidad.

Polimorfos (polymorphs) Dos o más minerales que tienen la misma composición química pero diferentes estructuras cristalinas. Son ejemplos las formas del carbono diamante y grafito.

Pórfido (porphyry) Roca ígnea con una textura porfídica.

Porosidad (porosity) Volumen de espacios abiertos en la roca o el suelo.

Pozo (well) Apertura horadada en la zona de saturación.

Pozo artesiano (artesian well) Pozo en el cual el agua surge por encima del nivel en el que se encontró inicialmente.

Pozo artesiano no surgente (nonflowing artesian well) Pozo artesiano en el cual el agua no surge a la superficie porque la presión de superficie está por debajo del nivel del suelo.

Pozo artesiano surgente (flowing artesian well) Pozo artesiano en el cual el agua fluye libremente a la superficie de la tierra porque la presión de superficie está por encima del nivel del suelo.

Precámbrico (Precambrian) Todo el tiempo geológico anterior a los eones Arcaico y Protezoico.

Presión de confinamiento (confining pressure) Presión que se aplica uniformemente por todas partes.

Principio de la horizontalidad original (principle of original horizontality) Las capas de sedimentos se depositan generalmente en posición horizontal o casi horizontal.

Principio de la sucesión faunística (principle of faunal succession) Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y cualquier periodo puede reconocerse por su contenido fósil.

Prisma de acreción (accretionary wedge) Gran masa de sedimentos en forma de cuña que se acumula en las zonas de subducción. Aquí, los sedimentos son arrancados de la placa oceánica en subducción y acrecionados al bloque de corteza suprayacente.

Procariotas (prokaryotes) Se refiere a las células u organismos como las bacterias cuyo material genético no está encerrado en un núcleo.

Proceso externo (external process) Proceso como la meteorización, los procesos gravitacionales o la erosión alimentado por el Sol y que contribuye a la transformación de la roca sólida en sedimento.

Proceso interno (internal process) Proceso como la formación de una montaña o el vulcanismo que obtiene su energía del interior de la Tierra y eleva la superficie terrestre.

Procesos gravitacionales (mass wasting) Movimiento pendiente abajo de roca, regolito y suelo bajo por la influencia directa de la gravedad.

Protolito (parent rok) Roca primaria. Roca madre a partir de la cual, por procesos metamórficos; se ha formado una roca metamórfica.

Protón (proton) Partícula subatómica con carga positiva encontrada en el núcleo de un átomo.

Protoplanetas (protoplanets) Cuerpo planetario en desarrollo que crece por la acumulación de planetesimales.

Pumita (pumice) Roca vesicular vítrea de color claro que suele tener una composición granítica.

Punto caliente (hot spot) Concentración de calor en el manto capaz de producir magma, el cual, a su vez, surge en la superficie terrestre. El vulcanismo intraplaca que produjo las islas Hawai es un ejemplo.

Punto de Curie (Curie point) Temperatura por encima de la cual un material pierde su magnetización.

Radiactividad (radioactivity, radioactive decay) Desintegración espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables.

Rápidos (rapids) Parte del cauce de una corriente en la cual el agua empieza súbitamente a fluir con mayor rapidez y turbulencia debido a un escalonamiento abrupto del gradiente.

Rayos (rays) Haces brillantes que parecen radiar de ciertos cráteres en la superficie lunar. Los rayos consisten en finos derrubios expulsados del cráter primario.

Rebote elástico (elastic rebound) Liberación súbita de la tensión almacenada en las rocas que resulta del movimiento a lo largo de una falla.

Recurso mineral no metálico (nonmetallic mineral resource) Recurso mineral que no es un combustible ni es procesado por los metales que contiene.

Recurso no renovable (nonrenewable resource) Recurso que se forma o acumula durante lapsos tan largos de tiempo que su cantidad total debe considerarse fija.

Recursos minerales (mineral resource) Todos los depósitos descubiertos y no descubiertos de un mineral útil que puedan ser extraídos ahora o en algún momento del futuro.

Recursos renovables (renewable resource) Recursos que son prácticamente inagotables o que pueden volver a reponerse en lapsos de tiempo relativamente cortos.

Red de drenaje enrejada (trellis drainage pattern) Sistema de corrientes de agua en el cual afluentes casi paralelos ocupan los valles cortados en estratos plegados.

Red de drenaje interior (interior drainage) Modelo discontinuo de corrientes intermitentes que no fluyen hacia el océano.

Red de drenaje radial (radial pattern) Sistema de corrientes de agua que fluyen en todas las direcciones alejándose de una

estructura central elevada, como un volcán.
Red dendrítica (dendritic pattern) Sistema de corrientes de agua que sigue el modelo de un árbol ramificado.
Red rectangular (rectangular pattern) Red de drenaje caracterizada por numerosos recodos en ángulo recto. Se desarrolla generalmente sobre un substrato rocoso fracturado.
Reflujo de la marea (ebb current) Movimiento de la corriente mareal en sentido contrario a la costa.
Refracción (refraction) *Véase refracción de las olas.*
Refracción de las olas (wave refraction) Cambio en la dirección de las olas cuando entran en aguas someras. La parte del oleaje en aguas someras se ralentiza, lo que provoca que las olas se curven y alineen con el contorno subacuático.
Regla del octeto (octet rule) Los átomos se combinan de manera que cada uno pueda tener la disposición electrónica de un gas noble; es decir, el nivel de energía más externo contiene ocho electrones.
Regolito (regolith) Capa de roca y fragmentos minerales que cubre casi cualquier parte de la superficie terrestre de la Tierra.
Regolito lunar (lunar regolith) Capa fina de color gris que cubre la superficie de la Luna y que está compuesta por material suelto fragmentado que se cree formado por impactos meteoríticos repetidos.
Rejuvenecimiento (rejuvenation) Cambio en relación con el nivel de base, causado a menudo por levantamiento regional, que intensifica las fuerzas de erosión.
Réplica (aftershock) Terremoto más pequeño que sigue al terremoto principal.
Reptación (creep) Movimiento lento ladera debajo de suelo y regolito.
Reptación de falla (fault creep) Desplazamiento gradual a lo largo de una falla. Esta actividad ocurre de una manera relativamente suave y con poca actividad sísmica apreciable.
Reserva (reserve) Depósitos ya identificados a partir de los cuales pueden extraerse minerales rentables.
Retroceso de escarpe (cut bank) Área de erosión activa en el exterior de un meandro.
Ribera cercana (nearshore) Zona de una playa que se extiende mar adentro desde la línea de las mareas bajas hasta donde las olas rompen durante la marea baja.
Rift continental (continental rift) Zona lineal a lo largo de la cual la litosfera continental se estira y se separa. Su creación marca el inicio de una nueva cuenca oceánica.
Río (river) Término general de una corriente que lleva una cantidad sustancial de agua y tiene numerosos afluentes.
Rizaduras (ripple marks) Pequeñas ondulaciones de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por acción del agua o el aire en movimiento.
Roca (rock) Mezcla consolidada de minerales.
Roca aborregada (roche moutonnée) Montículo asimétrico de roca del sustrato, formada cuando la abrasión glaciar alisa la pendiente suave que mira hacia la capa de hielo que avanza y que arranca el lado opuesto, haciéndolo más empinado conforme el hielo pasa por encima del montículo.
Roca almacén (reservoir rock) La fracción permeable y porosa de una trampa petrolífera que suministra petróleo y gas.
Roca de tapa (cap rock) Componente necesario de una trampa petrolífera. La roca de tapa es impermeable y, por consiguiente, evita que el petróleo y el gas, con tendencia ascendente, escapen a la superficie.
Roca ígnea (igneous rock) Roca formada por la cristalización del magma.
Roca intrusiva (intrusive rock) Roca ígnea que se formó bajo la superficie terrestre.
Roca madre (parent material) El material sobre el cual se desarrolla el suelo.
Roca metamórfica (metamorphic rock) Roca formada por la modificación de otras preexistentes en el interior de la Tierra (pero todavía en estado sólido) mediante calor, presión o fluidos químicamente activos.
Roca plutónica (plutonic rock) Roca ígnea que se forma en la profundidad. Recibe el nombre de Plutón, el dios del mundo inferior de la mitología clásica.
Roca sedimentaria (sedimentary rock) Roca formada a partir de los productos de meteorización de rocas preexistentes que han sido transportadas, depositadas y litificadas.
Roca sedimentaria orgánica (Organic sedimentary rock) Roca sedimentaria compuesta por carbono orgánico a partir de los restos de plantas que murieron y se acumularon en el suelo de un pantano. El carbón es el ejemplo principal.
Roca sedimentaria química (chemical sedimentary rock) Roca sedimentaria que consiste en material precipitado del agua por medios orgánicos o inorgánicos.
Rocas sedimentarias detríticas (detrital sedimentary rocks) Rocas que se forman a partir de la acumulación de los materiales que se originan y son transportados como partículas sólidas, resultado de la meteorización mecánica y química.
Rompeolas (breakwater) Estructura que protege un área del litoral de las olas que rompen en él.
Ruptura de plataforma (shelf break) Punto en el cual se produce un rápido aumento del gradiente, que marca el borde externo de la plataforma continental y el comienzo del talud continental.
Salinidad (salinity) Proporción de sales disueltas con respecto al agua pura, normalmente expresada en partes por mil (0/000).
Saltación (saltation) Transporte de sedimento a través de una serie de saltos o brincos.
Sedimentación cristalina (crystal settling) Durante la cristalización del magma, los minerales formados en primer lugar son más densos que la porción líquida y sedimentan en el fondo de la cámara magmática.
Sedimento (sediment) Partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o de secreciones de organismos, y transportadas por el agua, el viento o los glaciares.
Sedimento biógeno (biogenous sediment) Sedimentos del fondo marino que consisten en material de origen marino-orgánico.
Sedimento hidrogénico (hydrogenous sediment) Sedimento del suelo oceánico que consiste en minerales que cristalizan a partir del agua del mar. Un ejemplo importante son los nódulos de manganeso.
Sedimento terrígeno (terrigenous sediment) Sedimentos del fondo marino derivados de la erosión y la meteorización terrestre.
Selección (sorting) Grado de semejanza que tiene el tamaño de las partículas de un sedimento o una roca sedimentaria.
Serie de cristalización de Bowen (Bowen's reaction series) Concepto propuesto por N. L. Bowen que ilustra las relaciones entre el magma y los minerales que cristalizan a partir de él durante la formación de las rocas ígneas.
Siderito (iron meteorite) Una de las tres principales categorías de meteoritos. Están compuestos en gran medida de hierro con cantidades variables de níquel (5-20 por ciento). La mayor parte de los meteoritos encontrados son sideritos.
Siderolito (stony-iron meteorite) Una de las tres principales categorías de meteoritos. Este grupo, como su nombre indica, es una mezcla de hierro y silicatos.

Silicato (silicate) Cualquiera de los numerosos minerales que tienen el tetraedro silicio-oxígeno como su estructura básica.
Silicato claro (light silicate) Silicatos carentes de hierro y/o magnesio. En general tienen un color más claro y pesos específicos menores que los silicatos oscuros.
Silicato ferromagnesiano (ferromagnesian silicate) *Véase silicato oscuro.*
Silicato no ferromagnesiano (nonferromagnesian silicate) *Véase silicato claro.*
Silicato oscuro (dark silicate) Silicatos que contienen iones de hierro y/o magnesio en su estructura. Tienen un color oscuro y un peso específico más elevado que los silicatos no ferromagnesianos.
Sill Cuerpo ígneo tabular resultado de una intrusión paralela a las capas de la roca caja.
Sinclinal (syncline) Pliegue con disposición cóncava de los estratos sedimentarios; lo opuesto a un anticlinal.
Sismo precursor (foreshocks) Pequeños terremotos que a menudo preceden a uno mayor.
Sismógrafo (seismograph) Instrumento que registra las ondas sísmicas.
Sismograma (seismogram) Registro realizado por un sismógrafo.
Sismología (seismology) Estudio de los terremotos y las ondas sísmicas
Sistema (system) Grupo de partes interactuantes o interdependientes que forma un todo complejo.
Sistema abierto (open system) Sistema del que la materia y la energía entran y salen. La mayoría de los sistemas naturales son de este tipo.
Sistema cerrado (closed system) Sistema independiente en cuanto a la materia; es decir, la materia ni entra ni sale.
Sistema climático (Climate system) Los intercambios de energía y humedad que se producen entre la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera, la biosfera y la criosfera.
Solifluxión (solifluction) Flujo lento pendiente abajo de materiales saturados de agua, comunes en las áreas con permafrost.
Solum Los horizontes *O*, *A* y *B* del perfil del suelo. Las raíces vivas y otra vida vegetal y animal están confinadas en gran medida a esta zona.
Sonar (sen) Instrumento que utiliza señales acústicas (energía sónica) para medir las profundidades del agua. Sonar es un acrónimo de *so*und *na*vigation *r*anging (navegación sónica y medición de distancias).
Stock (stock) Plutón similar a un batolito, pero más pequeño.
Subducción (subduction) Proceso por medio del cual la litosfera oceánica se sumerge en el manto a lo largo de una zona convergente.
Subsuelo (subsoil) Término aplicado al horizonte *B* de un perfil de suelo.
Subsidencia (subsidence) Hundimiento o asentamiento de la superficie debida a causas naturales o antropogénicas.
Sucesión fósil (fossil succession) Los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y cualquier periodo temporal puede reconocerse por su contenido fósil.
Suelo (soil) Combinación de materia orgánica y mineral, agua y aire; la parte del regolito que soporta el crecimiento vegetal.
Suelo inmaduro (immature soil) Suelo que carece de horizontes.
Suelo residual (residual soil) Suelo desarrollado directamente a partir de la meteorización del substrato de roca subyacente.
Suelo transportado (transported soil) Suelos que se forman en depósitos no consolidados.
Supercontinente (supercontinent) Gran masa de tierra que contiene todos, o casi todos, los continentes existentes.
Supernova (supernova) Estrecha en explosión que aumenta su brillo muchos millares de veces.
Superposición, ley de la (superposition, law of) En cualquier secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más moderno que el inferior.
Surco glaciar (glacial trough) Valle montañoso que ha sido ensanchado, profundizado y enderezado por un glaciar.
Surf Término colectivo para designar los rompientes; también para designar la actividad de las olas en el área comprendida entre la línea de costa y el límite externo de los rompientes.
Sutura (suture) Zona a lo largo de la cual se unen dos fragmentos de la corteza. Por ejemplo, después de una colisión continental, los dos bloques se suturan.
Tabla periódica (periodic table) Ordenación de los elementos en la cual, el número atómico aumenta de izquierda a derecha y los elementos con propiedades similares aparecen en columnas denominadas familias o grupos.
Tabular Describe una morfología como un plutón ígneo que tiene dos dimensiones que son mucho más largas que la tercera.
Talud
Talud (talus) Acumulación de derrubios de roca en la base de un acantilado.
Talud continental (continental slope) Cuesta empinada que se dirige hacia el fondo oceánico profundo y marca el borde mar adentro de la plataforma continental.
Taxonomía del suelo (soil taxonomy) Sistema de clasificación del suelo que consiste en seis categorías jerárquicas basadas en características observables del suelo. El sistema reconoce 12 órdenes del suelo.
Tectónica (tectonics) Estudio de los procesos a gran escala que globalmente deforman la corteza terrestre.
Tectónica de placas (plate tectonics) Teoría que propone que la capa externa de la Tierra consiste en placas individuales que interaccionan de varias maneras y, por consiguiente, producen terremotos, volcanes, montañas y la propia corteza.
Tenacidad (tenacity) Describe la firmeza de un mineral o su resistencia a romperse o a deformarse.
Teoría (theory) Opinión comprobada y aceptada en general que explica ciertos hechos observables.
Teoría de la nebulosa primitiva (nebular theory) Modelo para explicar el origen del Sistema Solar que supone la existencia de una nebulosa de polvo y gases en rotación que tras su contracción forma el Sol y los planetas.
Terraza (terrace) Estructura plana en forma de banco producida por una corriente de agua, que quedó elevada conforme la corriente erosionaba en sentido ascendente.
Terraza de kame (kame terrace) Estrecha masa de derrubios estratificados como una terraza, depositados entre un glaciar y la pared del valle adyacente.
Terremoto (earthquake) Vibración de la tierra producida por la liberación rápida de energía.
Terreno (terrane) Bloque de corteza limitado por fallas, cuya historia geológica es distinta de la de los bloques de corteza adyacentes.
Tetraedro silicio-oxígeno (silicon-oxygen tetrahedron) Estructura compuesta de cuatro átomos de oxígeno que rodean a un átomo de silicio que constituye la unidad estructural básica de los silicatos.
Textura (texture) El tamaño, la forma y la distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca.
Textura afanítica (aphanitic texture) Textura de rocas ígneas en la cual los cristales son demasiado pequeños para que los minerales individuales puedan distinguirse sin la ayuda de un microscopio.

Textura clástica (clastic texture) Textura de las rocas sedimentarias que consiste en fragmentos de la roca preexistente.
Textura cristalina (crystalline texture) *Véase textura no clástica.*
Textura fanerítica (phaneritic texture) Textura de las rocas ígneas en la cual los cristales son aproximadamente iguales en tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio.
Textura foliada (foliated texture) Textura de las rocas metamórficas que proporciona a la roca un aspecto en capas.
Textura fragmentaria (fragmental texture) *Véase textura piroclástica.*
Textura no clástica (nonclastic texture) Término para designar la textura de las rocas sedimentarias en las cuales los minerales forman un mosaico de cristales interconectados.
Textura pegmatítica (pegmatitic texture) Textura de rocas ígneas en la que todos los cristales interconectados miden más de un centímetro de diámetro.
Textura piroclástica (pyroclastic texture) Textura de roca ígnea resultante de la consolidación de fragmentos individuales de roca que son expulsados durante una erupción volcánica violenta.
Textura porfídica (porphyritic texture) Textura de roca ígnea caracterizada por dos tamaños de cristal claramente diferentes. Los cristales más grandes se denominan fenocristales, mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina pasta.
Textura porfidoblástica (porphyroblastic texture) Textura de rocas metamórficas en la que granos particularmente grandes (porfidoblastos) están rodeados por una matriz de granos finos de otros minerales.
Textura vesicular (vesicular texture) Término aplicado a las rocas ígneas afaníticas que contienen muchas pequeñas cavidades denominadas vesículas.
Tiempo de demora (lag time) Tiempo transcurrido entre una tempestad y una inundación.
Till Sedimento no clasificado depositado directamente por un glaciar.
Tillita (tillite) Roca formada cuando el till glaciar se litifica.
Toba soldada (welded tuff) Depósito piroclástico formado por partículas fundidas por la combinación del calor retenido en el depósito en reposo y el peso del material suprayacente.
Tómbolo (tombolo) Barra de arena que conecta una isla con el continente o con otra isla.
Trampa petrolífera (oil trap) Estructura geológica que permite la acumulación de cantidades significativas de petróleo y gas.
Transpiración (transpiration) Liberación de vapor de agua a la atmósfera por parte de las plantas.
Travertino (travertine) Forma de caliza ($CaCO_3$) que es depositada por manantiales calientes o como un depósito cárstico.
Tren de valles (valley train) Cuerpo relativamente estrecho de terrenos de acarreo estratificados depositados en el suelo de un valle por corrientes de aguanieve que procede de la terminación de un glaciar alpino.
Tsunami Palabra japonesa para designar una ola marina asociada con un terremoto.
Túnel de lava (lava tube) Túnel en la lava endurecida que actúa como un conducto horizontal para la lava que fluye desde la chimenea volcánica. Los túneles de lava permiten que las lavas fluidas avancen largas distancias.
Turbidita (turbidite) Depósito de corriente de turbidez caracterizada por su estratificación gradada.
Unidad de masa atómica (atomic mass unit) Unidad de masa exactamente igual a un doceavo de la masa de un átomo de carbono-12.
Uniformismo (uniformitarianism) Concepto de que los procesos que han conformado la Tierra en el pasado geológico son esencialmente los mismos que los que actúan en la actualidad.
Vacío sísmico (seismic gap) Segmento de una zona de falla activa que no ha experimentado un gran terremoto durante un intervalo en el que la mayoría del resto de segmentos sí lo ha hecho. Esos segmentos son probables lugares para grandes terremotos en el futuro.
Valle colgado (hanging valley) Valle tributario que entra en un valle glaciar a una considerable altura por encima del suelo del valle.
Valle de rift (rift valley) Valle largo y estrecho limitado por fallas normales. Representa una región en la que se está produciendo divergencia.
Valle fluvial (stream valley) El cauce, el suelo del valle y las paredes en pendiente del valle de una corriente de agua.
Velocidad de escape (escape velocity) Velocidad inicial que un objeto necesita para escapar de la superficie de un cuerpo celeste.
Velocidad de sedimentación (settling velocity) La velocidad a la cual las partículas caen a través de un líquido estático. El tamaño, la forma y el peso específico de las partículas influyen en la velocidad de sedimentación.
Ventifacto (ventifact) Canto o guijarro pulido y moldeado por el efecto de chorro de arena del viento.
Vesículas (vesicles) Aperturas esféricas o alargadas en la porción exterior de un torrente de lava que fueron creados por los gases que escapaban.
Vidrio (volcánico) (glass (volcanic)) Vidrio natural producido cuando la lava fundida se enfría demasiado deprisa como para permitir la recristalización. El vidrio volcánico es un sólido compuesto de átomos desordenados.
Viscosidad (viscosity) Medida de la resistencia al flujo de un fluido.
Vítrea (glassy) Término utilizado para describir la textura de ciertas rocas ígneas, como la obsidiana, que no contiene cristales.
Volátiles (volatiles) Componentes gaseosos del magma disueltos en el fundido. Los volátiles se vaporizarán con facilidad (forman un gas) a las presiones superficiales.
Volcán (volcano) Montaña formada por lava, materiales piroclásticos o ambos.
Volcán en escudo (shield volcano) Gran volcán de pendiente suave construido a partir de lavas basálticas fluidas.
Volcánico (volcanic) Que pertenece a las actividades, estructuras o tipos de rocas de un volcán.
Vulcanismo intraplaca (intraplate volcanism) Actividad ígnea que se produce en el interior de una placa tectónica lejos de los bordes de placa.
Xenolito (xenolith) Inclusión de roca madre no fundida en un plutón ígneo.
Xerofita (xerophyte) Planta muy tolerante a la sequía.
Yacimiento diseminado (disseminated deposit) Cualquier depósito mineral de interés económico en el cual el mineral se encuentra en forma de partículas dispersas en la roca, pero en cantidad suficiente como para hacer del depósito un yacimiento.
Yacimiento filoniano (vein deposit) Mineral que llena una fractura o una falla en una roca encajante. Estos yacimientos tienen una forma tabular o laminar.
Yardang Cresta aerodinámica, esculpida por el viento, con el aspecto de un casco de barco al revés, con una orientación paralela al viento predominante.
Zona de acumulación (zone of accumulation) Parte de un glaciar caracterizada por la acumulación de nieve y la formación de hielo. El límite

externo de esta zona es el límite de nieves perpetuas.

Zona de Benioff (Benioff zone) *Véase zona de Wadati-Benioff.*

Zona de ablación (zone of wastage) Parte de un glaciar más allá del límite de nieves perpetuas donde cada año se produce una pérdida neta de hielo.

Zona de fractura (fracture zone) Zona lineal de topografía irregular en el fondo oceánico profundo que sigue a las fallas transformantes y sus extensiones inactivas.

Zona de fractura (zone of fracture) Porción superior de un glaciar que consiste en hielo quebradizo.

Zona de humedad del suelo (zone of soil moisture) Zona en la cual el agua se mantiene como una lámina sobre la superficie de las partículas de suelo y puede ser utilizada por las plantas o retirada por la evaporación. La subdivisión más alta de la zona no saturada.

Zona de prerribera (offshore) Zona sumergida relativamente plana que se extiende desde la línea de rompiente hasta el borde de la plataforma continental.

Anticlinal (anticline) Pliegue de estratos sedimentarios que recuerda a un arco.

Antracita (anthracite) Forma dura y metamórfica del carbón que se quema limpiamente y produce calor.

Zona de saturación (zone of saturation) Zona donde todos los espacios abiertos en el sedimento y en la roca están completamente llenos de agua.

Zona de sombra (shadow zone) Zona comprendida entre los 105 y los 140 grados de distancia desde un epicentro sísmico donde no penetran las ondas directas debido a la refracción por el núcleo de la Tierra.

Zona de subducción (subduction zone) Zona larga y estrecha donde una placa litosférica desciende por debajo de otra.

Zona de Wadati-Benioff (Wadati-Benioff zone) Zona estrecha de actividad sísmica inclinada que se extiende desde una fosa en descenso hacia la astenosfera.

Zona no saturada (unsaturated zone) Área por encima del nivel freático donde los poros del suelo, el sedimento o la roca no están saturados de agua, sino llenos.

Zona de baja velocidad (low-velocity zone) Subdivisión del manto localizada entre 100 y 250 kilómetros y discernible por un notable descenso de la velocidad de las ondas sísmicas. Esta zona no circunda toda la Tierra.

ÍNDICE ANALÍTICO

A

Abanico
  aluvial, 254, 481, 518, 609
  submarino, 413
Ablación, 573
Abrasión, 502, 575, 616, 634
Acanaladuras, 496
Acantilado litoral, 638
Acantilados Blancos (White Chalk Cliffs), 242, 716
Acción de las corrientes de agua, 502-505
Ácido carbónico, 556
Acontecimiento de Tunguska, 811
Acreción, 25 448, 449, 712, 717-719, 722, 783, 791
Actividad biológica, 207-208
Actividad ígnea intrusiva, 149-154
  cuerpos masivos, 152-154
  cuerpos tabulares, 151-152
  naturaleza de los cuerpos, 150
Acuicluido, 539
Acuífero, 539
  confinado, 548
Adams, Frank D., 7
Aerosoles, 676
Afloramientos, 339
Afluente yazoo, 518
Agassiz, Louis, 592
Ágata, 243, 244
Agencia de Protección Ambiental, 99
Agentes metamórficos, 264-269
  calor, 265-266
  fluidos químicamente activos, 268
  presión, 267-268
  protolito, 268-269
Agua dulce de la hidrosfera, 533
Aguas subterráneas
  definición, 535
  distribución de, 534-535
  fuentes, 542
  fuentes termales, 544-546
  géiseres, 544-546
  importancia de, 532-533
  nivel freático y, 535-538
  pozos, 546-548
  pozos artesianos, 548-549
  recurso básico, como, 533-534
  trabajo geológico de, 555-560
Ahlgren, Andrew, 15
Aire limpio y seco, 675
Airy, George, 460
Ajuste isostático, 458
Alimentación de playa, 646
Almacenaje de agua subterránea, 538-539
  permeabilidad y, 538
  porosidad y, 538
Aluvión, 505
Ambiente(s)
  continental, 251
  de deposición. *Véase* Ambiente sedimentario
  de transición, 254
  deposicionales marinos, 254
  marino poco profundo, 254
Ambiente metamórfico, 277-282
  áreas de impacto como, 282, 283
  contacto o termal, 277-278
  enterramiento, 280
  hidrotermal, 278-280
  interpretación, 285-288
  regional, 280
  zona de falla, 280-282
  zona de subducción, 280
Ambiente sedimentario, 251-255
  definición, 251
  facies como descripción de, 254-255
  tipos de, 251-254
Aminoácidos, 726
Análisis del isótopo de oxígeno, 671-672
Andalucita, 287
Anders, Bill, 17
Andesita, 139
Anfibios, 711, 728, 732
Anfíboles, 114
Anfibolita, 276, 285
Angiospermas, 737
Ángulo de reposo, 468
Angulosidad, 237
Anillo de Fuego, 187, 415
Anillos del árbol, 672-673
Aniones, 96
Anomalía de gravedad negativa, 397
Anticlinal, 327, 328
Antracita, 246, 274
Apatito, 773
Apatosaurus, 736
Apollo, 815
Arco(s)
  de islas o insular, 66, 188, 440
  de islas volcánicas, 33, 66, 188, 440, 442
  de las Aleutianas, 440, 441
  litoral, 639
  volcánicos continentales, 65, 188, 440
Arcosa, 238
Archaeopteryx, 737
Arenas asfálticas, 753-756
  de Athabasca, 754
Arenisca, 35, 236-239
  Navajo, 238, 338
Árido, 765, 774
Arista, 579-580
Aristóteles, 7
Arqueología, 304
Arranque, 502, 575
Arrastre, 633
Arrecifes, 241-242, 249
  de barrera, 417
  de carbonato, 241-242
  de coral, 249, 417, 674
Artesiano, definición, 548
Asbesto, 99
Asimilación, 145-146
Astenosfera, 28, 58, 388
Asteroides, 810-812
Atmósfera, 19
Atolón Tetiaroa, 417
Atolones, 417
  de coral, 417
Átomos, 89-93
  definición, 89
Augita, 112, 114

Aureola, 277
Avalancha de rocas, 476-477
Avenidas, 523-524
Aviso de huracanes, 659
Azufre, 775

B

Bacon, Francis, 59
Bagnols, R. A., 618
Bajada, 610
Balance glaciar, 572-574
  definición, 573
  Groenlandia, 574, 575
Bandeado gnéisico, 270
Barjanes, 619
Barra, 254, 515
  de bahía, 640
  de meandro, 506
Basaltos, 27, 34, 139
  almohadillados, 422
  de inundación, 184
Batimetría, 408
Batolitos, 152-153, 444
Bauxita, 771
Benson, Sally, 764
Berma, 630
Big Sur, 18
Bingham Canyon Mine, Utah, 766
Biomasa, 750
Bioquímico, 240
Biosfera, 19
Biotita, 112, 114
Birrefringencia, 106
Birth and Development of the Geological Sciences, The (Adams), 7
Bloque de techo, 333
Bloques erráticos glaciares, 582
Bordes de fallas transformantes, 62, 68-69
Bordes constructivos. *Véase* Bordes divergentes
Bordes convergentes, 64-68
  continental-continental, 66-67
  definición, 62
  oceánico continental, 65
  oceánico-oceánico, 65-66
Bordes convergentes de placa
  volcanos y, 188, 190
Bordes de placa de tipo andino, 442
  formación de montañas a lo largo, 442-446
Bordes destructivos. *Véase* Bordes convergentes
Bordes divergentes, 62-64
  definición, 62
  dorsales oceánicas y, 62-63
  fragmentación continental, 63
  volcanes y, 188, 191
Bordes pasivos. *Véase* Bordes de falla transformante
Bosque tropical, 222
Bowen, N. L., 143-144, 148
Brecha, 239
  de falla, 280
  volcánica, 140
Brillo, 102
Bronowski, Jacob, 15
Bullard, Edward, 47
Bureau of Labor Statistics, 8
Buzamiento, 340-341

C

Cabalgamiento, 335
Cabecera, 500
Cabellera o coma, 812
Cabellos de Pelé, 132
Cabeza, 500
Cadena Islas Hawái-Monte Submarino Emperador, 72
Caída (tipo de movimiento), 474
Caldera Long Valley, 183
Calderas, 181-184
  de brea en La Brea, 303
  de colapso, 181
  de hundimiento, 182
  de tipo Crater Lake, 181
  de tipo hawaiano, 181
  de tipo Yellowstone, 182, 183
Calentamiento global, 696-702
  acidez oceánica, en aumento, 701
  ártico, cambios, 698-701
  elevación del nivel del mar, 696-698
Calisto, 802
Caliza, 36, 87, 240-243
  arrecifes de carbonato, 241-242
  coquina y creta, 242
  inorgánica, 242-243
  oolítica, 243
Calor radiogénico, 392
Cambio climático, causas del, 681-691
  actividad volcánica, 681-684
  aerosol, 694-696
  atmosféricas, 675-681, 688-689
  calentamiento global, 696-702
  geológicas, 688
  impacto humano, 686-688
  naturales, 681-686
  niveles de dióxido de carbono, 688
  oligogases, 691-693
  variabilidad solar, 684-686
Cambio climático, detección, 669-675
  análisis de los isótopos del oxígeno, 671-672
  anillos de los árboles y, 672-673
  arrecifes de coral y, 674
  datos históricos y, 675
  polen fósil y, 673
  registro del hielo glaciar, 672
Cambio de fase, 100
  mineral, 383
Campo magnético terrestre, 52, 399-402
  geodinamo y, 399
  inversiones magnéticas y, 400-402
  medición de, 399
Canalización, 526
Canchal, 205
Cañón del río Salt, 151
Caolinita, 114
Capa
  D'', 28, 389
  líquida, 28
  superficial del suelo, 220
Capacidad, 504
Capas, 35, 255
  de base, 515, 516
  de roca concordantes, 296
  duras del suelo, 220
  principales, 89
Capas terrestres, 384-391
  corteza, 385-388
  manto, 388-389
  núcleo, 389-391
Captadores solares activos, 758
Captura, 521
Cara de deslizamiento, 617
Carbón, 245, 246, 750-751
Carbonización, 304
Carbono fijado, 246
Carbono-14, 309
Carga
  de fondo, 503, 504, 612-613
  disuelta, 503
  eléctrica, 89
  suspendida, 503, 613
Caronte, 787, 817
Catastrofismo, 7
Cationes, 96
Cauce de un río, 505-508
  aluvial, 506-508
  lecho de roca, 505
Cauces
  aluviales, 506-508
  anastomosados, 507-508
  meandriformes, 506
Cefalópodos, 730
Celdas unidad o unitarias, 98
Cementación, 35, 248
Centro de expansión, 62
Chamberlain, R. T., 50
Channeled Scablands, 591
Charnela, 327
Chief Mountain, 335, 336
Chikyu, 72, 671
Chimenea, 169, 185
  litoral, 639
Cianobacteria, 714
Ciclo de las rocas, 22, 38-39
  formación de rocas sedimentarias y, 234
Ciclo de supercontinentes, 720
Ciclo del carbono, 22

Ciclo hidrológico, 22, 494-496
Ciclo mareal mensual, 657
Ciénaga, 517
Cinturón
  Alpino-Himalaya, 360
  circum-Pacífico, 359
  de humedad del suelo, 535
  de Kuiper, 814
Cinturón orogénico o montañoso colisional, 448-454
  colisiones continentales, 448-454
  Himalaya, 450-452
  Montes Apalaches, 452-454
  terranes (terrenos acrecionados) y formación de las montañas, 448-449
Cinturones
  de pliegues y cabalgamientos, 449
  montañosos, 32
Circo glaciar, 578
Circulación del agua subterránea, 539-542
  escalas de, 542
  ley de Darcy y, 540
  sequías y, 541-542
Cizalla, 321
Clases de minerales, 107
Clasificación de las costas, 654-656
Clastos, 234
Clima Cretácico, 687
Climas áridos, procesos geológicos en, 605-609
  agua, papel del, 607-609
  meteorización, 607
Colada(s)
  de barro, 480
  aa, 165
  almohadilladas, 166
  de bloques, 166
  piroclásticas, 178
Coladas de lava, 165-166
  aa, 165
  cordada pahoehoe, 165
Colapso gravitacional, 458
Color, 102
  de la raya, 102
Columnas de erupción, 164
Collado, 578
Collier, Michael, 4, 326
Combustible fósil, 749-756
  arenas asfálticas y bituminosas, 753-756
  carbón, 750-751
  petróleo y gas natural, 751-753
Cometa, 812-814
  Halley, 814
Comité Internacional sobre Estratigrafía (ICS), 312
Compactación, 35, 248
Complejo
  de diques en capas, 422
  ofiolítico, 422
Composición, 238
  andesítica, 129, 130, 139, 149
  basáltica, 128
  granítica, 128-129
  intermedia, 129
Composiciones félsicas, 128-129
Composiciones ígneas, 128-130
  contenido de sílice, 129-130
  graníticas frente a basálticas, 128-129
  otros grupos de, 129
Compuestos
  iónicos, 90
  químicos, 90
Conceptos atmosféricos básicos, 675-681
  composición, 675-676
  efecto invernadero, 679-681
  energía procedente del Sol, 678-679
  extensión y estructura de, 677-679
Concordante (intrusión), 150-151
Condrita carbonácea, 726, 738, 815
Conducción, 393
Conductividad hidráulica, 540
Conducto volcánico, 169
Conglomerado, 239-240
Cono
  de depresión, 547
  parásito, 170
Conos
  compuestos, 175-181
  de cenizas, 173-175
  de escoria, 173-175
Constancia de los ángulos interfaciales, Ley de la (Ley de Steno), 98
Contaminación
  del agua subterránea, 553-555
  aire, 750
  salina y agua subterránea, 551, 553
Continentes, 32-33
Control de inundación, 526-527
Convección, 76-77, 392-393
  de todo el manto, 79
Convección placa-manto, 76-79
  modelos de, 78-79
Convergencia
  continental-continental, 66-68
  oceánica-continental, 65
  oceánico-oceánica, 65
  y subducción de placas, 440-441
Coquina, 242
Cordillera norteamericana, 448-449
Corneana, 277
Corriente antecedente, 519
Corriente de agua, 496-498
  cuencas de drenaje, 496-497
  erosión de río y, 502-503
  sistemas fluviales, 497-498
  transporte de sedimentos por, 503-505
Corriente en equilibrio, 509
Corriente influyente, 538
Corriente litoral, 638
Corriente sobreimpuesta, 519
Corrientes de agua efímeras, 607-609
Corrientes de resaca, 638
Corrosión, 502
Corteza, 27, 385
Corteza continental, 386
Corteza oceánica, 385, 421-423
  formación de, 422-423
  interacciones del agua marina con, 423
Corteza terrestre, 385-388
Costa, 629
  de emersión, 655
  de inmersión, 655
Cráter, 169
  Lake, 176
  Meteor, 283, 811, 816
Cráteres de impacto, 788, 789
Cratones, 33, 718
Crecimiento de cristales salinos, 204
Creta, 242
Criovulcanismo, 809
Cristal, 94-98
  estructuras, 96-98
  formación de minerales y, 88, 94-96
Cristalino, 95
Cristalización, 38, 94-96, 127
Crones, 56
Cuarcita, 277
Cuarzo, 87, 88, 112, 113
Cuarzoarenita, 238
Cuenca, 330
Cuenca de drenaje, 496-497
  del alto Mississippi, 588-589
Cuenca de retroarco, 441
Cuenca Michigan, 331
Cuencas de antearco, 446
Cuencas oceánicas profundas, 33, 414-416
  fosas submarinas, 414
  guyots, 416
  llanuras abisales, 415-416
  mesetas oceánicas, 416
  montes submarinos, 416
Cuevas, 555-557
Cuña de hielo, 204

D

Daeschler, Ted, 734
Darcy, Henry, 540
Darwin, Charles, 59, 417
Datación con carbono radiactivo, 309
Datación radiométrica, 307, 308-310
  fuentes de error en, 309
  importancia de, 310
  isótopos empleados en, 308
  potasio-argón y, 308-309
Datación relativa, 10, 294, 298-299, 302
Datos indirectos, 669
DeBari, Susan, 411

Deep-Sea Drilling Project, 70
Deflación, 614
Deformación, 321-322
  de la roca, 322-325
  dúctil, 322
  elástica, 322
  frágil, 322-323
Deformación dúctil, 323
  estructuras formadas por, 325-331
Delta, 254, 515-516
Delta del Mississippi, 516-517
  zonas húmedas costeras en, 520
Delta en pata de pájaro, 517
Delta mareal, 660
Densidad, 106
Deposición de sedimentos, 505
Depósitos
  de arena, 617-618
  de contacto con el hielo, 587
  de evaporitas, 244
  de loess, 620-621
Depósitos de placeres. *Véase* Yacimientos de placeres
Depósitos diseminados. *Véase* Yacimientos diseminados
Depósitos eólicos, 616-621
  de arena y, 617-618
  de loess y, 620-621
  dunas de arena y, 618-621
Depósitos filonianos. *Véase* Yacimientos filonianos
Depósitos glaciares, 581-586
  drumlin, 584-586
  morrena, 582-584
  till, 581
Depresión de deflación, 614
Deriva continental, 17, 46-50
  climas antiguos como evidencia, 49
  fósiles como evidencia de, 47-48
  líneas de costa como evidencia de, 47
  método científico y, 51
  paleomagnetismo y, 51-54
  rechazo de la hipótesis, 51
  tipos de roca como evidencia de, 49
Deriva litoral o de playa, 636
Deriva polar, 52-53, 54
Derrubios estratificados, 586-587
Desastre de la presa de Vaiont, 476
Descarga de un río, 501
Descenso de nivel, 547
Descompresión, 205
Desembocadura, 500
Desencadenante, 468
Desgasificación, 714
Desierto(s)
  basin and range, 609-611
  de latitudes bajas, 602-603
  de latitudes medias, 603-605
  de sombra pluviométrica, 604
  del Gobi, 603
  depósitos, 616-618
  erosión eólica, 613-616
  transporte de sedimentos por el viento, 611-613
Desintegración radiactiva, 94
Deslizamiento, 475
  basal, 571
  Blackhawk, 477
  de rocas, 479-480
  rotacional, 477-479
Desmembramiento glaciar, 573
Desplazamiento de falla, 351
Devil's Tower National Monument, 339
Diaclasas, 332, 338-339
  columnares, 152, 328, 339
Diagénesis, 246
Diagramas de puntos, 91
Diamantes, 768
Diatrema, 185
Dietz, Robert, 59
Diferenciación magmática, 144
Diorita, 139
Dióxido de carbono, elevación de los niveles del, 688
Dique(s), 151-152, 644-646
  artificiales, 526
  natural, 517
  para control de inundación, 526
Dirección, 340-341
Discontinuidad, 148
Discordancia angular, 297-298, 299
Discordante (intrusión), 150-151
Disolución, 208-209
  hidrotermal, 278, 768
Distribuidores, 516
Divisorias, 496-497
Dolina, 532, 557
Dolomía, 243
Dolomita, 243
Dolomización, 243
Domos, 330-331
  de exfoliación, 205
  de lava, 184-185
Donnellan, Andrea, 351
Dorsal de Juan de Fuca, 69
Dorsal oceánica, 34, 62-63, 416
  anatomía de, 416-418
  expansión del fondo oceánico y, 418-421
Drenaje
  ácido de mina, 211, 212
  dendrítico, 518-519
  interior, 609
Drumlin, 584-586
Du Toit, Alexander, 51
Dunas, 238, 618-621
  barjanoides, 620
  en estrella, 620
  longitudinales, 620
  parabólicas, 620
  transversales, 619
Dureza, 103-104
Dureza de las rocas, 324-325
  presión de confinamiento y, 324
  temperatura y, 324
  tiempo y, 325
  tipo de roca y, 324
Dust Bowl, 225, 614

E

Ecosonda, 408
Efecto invernadero, 679-681
Efluente, 536
Eisinger, Chris, 189
Eismitte, 51
El Chichón, 682
El Hombre Viejo de la Montaña, 206
«El jardín de los melocotoneros de los inmortales» (pintura), 559
Electrones, 89, 306
  de valencia, 89
Elementos, 89
  tabla periódica de los, 90
  traza, 100
Eliminación de vegetación y procesos gravitacionales, 469-472
Elipsoide oblato, 396
Energía eólica, 759-761
  mejores estados para, 761
Energía geotérmica, 761-763
Energía hidroeléctrica, 761
Energía mareal, 764-765
Energía nuclear, 756-758
  uranio y, 757
Energía solar, 758-759
Enjambres de diques, 151
Enlace(s)
  covalentes, 91, 92
  iónico, 91-92
  metálicos, 91, 93
  químico, 91, 93
Enriquecimiento secundario, 771
Eón, 310, 311
  Arcaico, 312
  Fanerozoico, 310, 721-726
  Proterozoico, 312
Epicentro, 346, 347, 355, 356
Época, 312
  Pleistocena, 593
Era, 310, 311
  Cenozoica, 311, 737-741
  Mesozoica, 310, 735-737
Era Paleozoica, 310, 730-735
  extinción del Pérmico, 733-735
  formas de vida, 730-731
  pez de aletas lobuladas, 732
Erosión, 202, 502-503
  de las líneas de costa, 638
  sedimentación/contaminación química y, 225
  velocidad de, 224-225

Erosión eólica, 613-616
deflación y depresiones de deflación, 614
pavimento desértico, 614-616
ventifactos y yardangs, 616
Erosión fluvial, 502-503
Erosión glaciar, 574-576
Erosión laminar, 224
Erosión remontante, 521
Erupciones fisurales, 184
Erupciones volcánicas, 161-164
anatomía de, 162
materiales expulsados durante, 165-169
papel de los volátiles en, 164
supervisión, 195
tectónica de placas y, 186-193
Escala
de huracanes Saffir-Simpson, 652, 653
de intensidad modificada de Mercalli, 356-357
de Mohs, 104
de Richter, 357-359
Escala de tiempo geológico, 10-12, 310-313, 711
correlación de las capas rocosas, 299-300
datación relativa y, 10-11, 294-299
dificultades de datación, 313-314
estructura de, 310
fósiles como evidencia de, 11, 300-306
magnitud de, 10
Precámbrico y, 312-313
radiactividad y, 306-310
Escala de tiempo magnético, 56
Escalas
de intensidad, 356-357
de magnitud, 357-359
Escarpe(s)
de falla, 333
lobulados, 794
Escenario «Ricitos de oro», 710
Escorias, 168, 169
Escorrentía, 495
Escudos, 33
Esfericidad, 237
Esfuerzo, 321-322
compresivo, 321
diferencial, 267, 321, 322
tensional, 321
Esker, 585, 587
Eskola, Pennti, 285
Espacio de poros, 236
Especialistas en geología, 8
Especies minerales, 107
Espectrómetro de rayos X, partículas alfa y fotones, 804
Espejos de falla, 333
Espeleotema, 556
Espigón, 644
Espinela, 383
Espolón truncado, 578
Esquisto, 37, 274-275
de Vishnu, 37
Esquistosidad, 271
Estabilización firme de costas, 643-646
Estalactitas, 240, 557
Estalagmitas, 557
Estepas, 602
Estrangulamientos, 507
Estratificación
a 660 kilómetros, 78
cruzada, 256, 617
Estratos, 255
gradados, 256
Estromatolitos, 729
Estructura(s)
atómica, 306
cristalinas, 96-98
deformación dúctil, 325-331
sedimentarias, 255-258
tectónicas, 320, 325
Estructuras de la línea de costa, 638
deposicional, 639-640
en evolución, 640
erosional, 638
Estructuras deposicionales, 515-518
abanicos aluviales, 518
delta del Mississippi, 516-517
deltas, 515-516
diques naturales, 517, 518
Estructuras rocosas o tectónicas, 320, 325
cartografiado, 339-341
denominación, 340
Estructuras tridimensionales terrestres, 396-402
campo magnético y, 399-402
gravedad y, 396-397
tomografía sísmica y, 397
Estructuras volcánicas, 169-186
vivir con, 193-195
Estuarios, 655
Etna, monte, 6
Eucariotas, 729
Europa, 802, 803
Evaporitas, 244-245
Evapotranspiración, 495
Everest, George, 460
Exfoliación, 104, 105
Expansión del fondo oceánico, 55-58, 420
dorsales oceánicas y, 62-63
Harry Hess y, 55-56
inversión magnética y, 56-58
Expansión térmica, 207
Explosión Cámbrica, 727, 728, 730
Extinción
de los grandes mamíferos, 740-741
masa, 683, 710, 733
Pérmico, 733-735
Pleistoceno tardío, 741

F

Facies, 254-255
de esquistos azules, 285, 286
metamórficas, 285
Falla(s), 232, 233, 346, 348
con desplazamiento vertical, 333-336
de despegue, 335
de desplazamiento horizontal, 336-338, 349, 350
de San Andrés, 372-373
inversas, 335, 349, 350
Lewis Overthrust, 336
normales, 333-335, 349, 350
transformante, 337, 350
Faro del cabo Hatteras
reubicación, 648
Fecha numérica, 295
Fenocristales, 132
Ferromagnesianos, 114-115, 128
Fertilizantes, 775
Fetch, 631
Filita, 274
Finger Lakes (Nueva York), 589, 590
Fiordo, 578
Física de los minerales, 386
Fisibilidad. *Véase* Fisilidad
Fisilidad, 236
Fisión nuclear, 756
Fisuras, 184
Flancos, 327
Flechas, 254, 640
Fluidos químicamente activos, 265, 268
Flujo, 475
Flujo de corriente, 498-502
cambios río abajo y, 500-502
deposición de sedimentos por, 505
descarga de, 500, 501
gradiente y, 499
transporte de sedimentos por, 503-505
velocidad de flujo y, 498
Flujo de derrubios, 480-483
masivo de La Conchita, 470-471
Flujo de tierra, 484
Flujo laminar, 496, 498
Flujo plástico, 570
Flujo turbulento, 498
Foco, 346, 347
Foliación, 269, 270
Fondo oceánico
cartografiado, 408-410
provincias de, 410
vista, desde el espacio, 410
Forma cristalina, 103
Formación de montañas, 438-440
subducción y, 441-447
Formación de petróleo, 751
Formación Green River, 755
Formaciones de hierro bandeado, 715
Formas creadas por la erosión glaciar, 576-581

aristas, 579-580
horns, 579-580
roca aborregada, 580
valles, 577, 578
valles glaciares, 577-578
Fosa(s)
Izu Bonin, 411
submarinas, 33, 64, 414, 440-441
tectónica asimétrica, 335
Fósil índice o guía, 305
Fósiles, 11, 257, 300
condiciones de conservación, 304
correlación y, 304
Glossopteris, 48
Mesosaurus, 48
tipos de, 300-304
Fractura, 105, 106
concoidea, 105, 106
Franja capilar, 535
Frente(s)
de playa, 630
de onda, 383
Fuentes de energía alternativas, 756-765
energía mareal, 764-765
eólica, 759-761
geotérmica, 761-763
hidroeléctricas, 761
nucleares, 756-758
solares, 758-759
Fuentes o manantiales, 542
Fuentes termales, 544-546
Mammoth, 545, 547
Fuerza
de arrastre de la placa, 77
de empuje de dorsal, 77
Fujiyama, 176
Fumarola, 170
negra, 423, 424
Fundido, 126
Fusión parcial, 65, 146. *Véase también* Fusión por descompresión

G

Gabro, 139
Galaxia Vía Láctea, 21
Garganta, 519
Gas natural, 751-753
Gases invernadero, 22
Gases. *Véase* Volátiles
Géiseres, 544-546
Geoda, 95
Geodinamo, 399
Geología
ciencia de, 4
definición, 4
estudios de, 5
física, 4
histórica, 4
notas históricas sobre, 7-10
oportunidades laborales en, 8
problemas ambientales y, 5-7
Geología estructural, 320
cartografía, 339-341
Geología planetaria, 792-810
atmósferas de, 785-787
datos planetarios, 783
estructuras internas de, 783-785
Júpiter, 800-803
Marte, 797-800
Mercurio, 792-794
meteorología, 788
órbitas de, 782
Saturno, 804-807
Urano y Neptuno, 807-810
Venus, 794-797
Geosfera, 20
Geoterma. *Véase* Gradiente geotérmico
Gilbert, G. K., 153
Giotto, 814
Glaciar
de casquete, 567-568
de desbordamiento, 568
de meseta, 568
de piedemonte, 569
de Rhône, 16
Hubbard, 574
Lambert, 14
Malaspina, 569
Suiza, 16
Taku, 567
Variegated, 572
Glaciares
alpinos, 566-567
causas de, 593-596
de valle, 566
definición, 566
derrubios, 581
edad de hielo y, 592
formación de, 570
movimiento de, 16, 570-572
Glaciares, efectos de, 587-592
cambios en nivel del mar, 588
cambios en valles y ríos, 588-590
creación de lagos proglaciares, 590
lagos pluviales, 590, 592
subsidencia de la corteza y reajuste, 587
Glomar Challenger, 71
Glossopteris, 48
Gneis, 37, 275, 769
Gondwana, 720, 722
Gore, 685
Graben o fosa tectónica, 334-335
Gradiente, 499
geotérmico, 140, 265, 394
hidráulico, 540
Gran Barrera de Arrecifes, 241
Gran Cañón, 11, 37, 236, 237, 239, 294-297, 298, 301, 324, 340, 467, 504
Gran Punto Oscuro, 788
Gran Valle, 446-447
Granate, 115, 117
Granito, 27, 34, 134-135
Granodiorita, 27
Grauvaca, 239
Gravedad, 396-397
específica, 106
mareas y, 656
planetas en capas y, 382
procesos gravitacionales y, 466-468
Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), 575
Grieta, 571
de desecación, 255, 257
Grupo del feldespato, 113
Gusanos tubícolas, 424
Gutenberg, Beno, 389
Guyots, 173, 416

H

Hábito, 103
Hallazgos (meteoritos), 815
Harina
de falla, 281
de roca, 575
Hayabusa, 812
Hess, Harry, 55, 56, 59, 420
Hidrato
de gas, 755
de metano, 755
Hidrólisis, 212
Hidrosfera, 18
Hielo del mar Ártico, 699
Himalaya, 450-452
Hipocentro, 346
Hipótesis, 12
Historia Precámbrica, 312-313, 716-721
HMS *Challenger*, 408
Hogback, 331
Holmes, Arthur, 51, 59
Horizontalidad original, principio de, 296
Horizontes, 219
Horn, 579-580
Hornblenda, 112, 114
Horst, 334
Huella de punto caliente, 72
Humus, 216
Huracán
Camille, 654
Floyd, 654
Ike, 650
Katrina, 650
Huracanes, 649-654
denominación de, 649
destrucción causada por, 652-654
más letales, 651
perfil de, 651
predicción, 659-660
Hutton, James, 9, 293, 297

I

Iceberg, 573-574
Impactos planetarios, 788
Inclusiones, 296
Inconformidad, 298
Inercia, 352
Infiltración, 494
Inselberg, 611
Integrated Ocean Drilling Program (IODP), 72, 671
Intensidad, 356
Interfase, 22, 216, 628
Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 685, 688-689, 693
Interior terrestre, ondas sísmicas y, 383-384
Intersección, principio de, 296
Intrusiones, 150
Inundaciones, 521-527
  control de, 526-527
  definición, 521
  por obstrucción de hielo, 524
  por ruptura de una presa, 524
  regionales, 523
  tipos de, 523-526
Inversión magnética, 56-58
Investigación científica, fundamentos para, 12-17
  tectónica de placas y, 15
Isla Santorini, 179
Islas barrera, 254, 640
Isostasia, 458
Isótopos, 94
Istmo, 640, 658

J

Jaspe, 243, 244
JOIDES Resolution, 72, 73
Júpiter, 800-803
  anillos de, 803
  lunas de, 802-803

K

Kame, 587
Kilauea, Hawái, 172-173
Klippe, 335

L

Lacolitos, 153
Lago(s)
  de lava, 266
  de media luna, 507, 508
  en rosario, 578
  Great Salt, 94
  Missoula, 591
  pequeño de montaña (tarn), 578
  pluviales, 590, 592
  proglaciares, 590
Lágrimas de Pelé, 132
Lagunas, 253
Lahar, 180, 481-483
Lajamiento, 205-207
Lámina(s), 236
  delgada, 137
Laterita, 222
Lava, 126
  cordada, 165
Leibniz, Gottfried W., 59
Ley
  científica, 15
  de Darcy, 540
  de la superposición, 11
  de Steno, 98
Libby, Willard F., 310
Licuefacción, 362, 473
Límite
  Cretácico-Terciario (KT), 738
  de nieves perpetuas, 570
  núcleo-manto, 389
Límites constructivos. *Véase* Bordes convergentes
Límites convergentes. *Véase* Bordes convergentes
Límites de fallas transformantes. *Véase* Bordes de fallas transformantes
Límites de placas. *Véase* Bordes de placas
Límites de placas de tipo andino. *Véase* Bordes de placa de tipo andino
Límites destructivos. *Véase* Bordes destructivos
Límites divergentes *Véase* Bordes divergentes
Límites pasivos. *Véase* Bordes pasivos
Línea litoral, 628-656
Líneas de costa, 629, 647-649
  costa del Pacífico, 647-649
  costas atlántica y del Golfo, 647
  estabilización alternativa, 642-647
  estabilización firme, 643-646
Litificación, 38, 248
Litificado, 35
Litoral, 629
Litosfera, 28, 58, 388
  oceánica, subducción de placas y, 430-432
Lixiviación, 218, 220
Llanura(s)
  abisales, 33, 415-416
  aluvial, 586-587
  de Columbia, 184
  de inundación, 254, 513
  de lava, 33
  mareal, 254, 658, 660
  salinas de Bonneville, 245
Lluvia(s)
  ácida, 210-211
  de meteoritos de las Perseidas, 815
Longitud de onda, 631
Luna, 790-792
  formación de, 790
Lutita(s), 35, 235-236
  bituminosas, 755-756
  de Burgess, 727
Lyell, Charles, 293

M

Máfica, 130
Magma(s), 34, 126-127
  andesíticos, formación de, 147-149
  basáltico, formación del, 147
  composición de, 163
  cristalización de, 127
  evolución de, 143-146
  fusión parcial y, 146-149
  naturaleza de, 126
  origen de, 140-142
Magnetismo remanente, 52
Magnetita, 52
Magnetómetro, 56
Magnitud, 356
  del momento (Mw), 359
Malecón, 643
Manchas solares, 684-686
  sequía y, 686
  temperatura y, 684
Mann, Michael, 685
Manto, 28, 388
  inferior, 28, 388
  litosférico, 388
  superior, 28, 388
Mar
  de Aral, 606-607
  Muerto, 94
  Rojo, 425
Marea(s), 656-661
  causas de, 656-657
  ciclo mareal mensual, 657
  corrientes mareales, 658-660
  definición, 656
  modelos mareales, 658
  muerta, 657
  rotación de la Tierra y, 661
  vivas, 657
Márgenes continentales, 33, 410-414
  activos, 414
  pasivos, 410, 412-413
Maria, 790
Mariner 10, 794
Marino profundo, 254
Marmita de gigante, 502
Mármol, 37, 276
Mars Pathfinder, 804
Marte, 797-800
Martha's Vineyard, 629, 640
Masiva (intrusión), 151
Material(es)
  de construcción, 774
  piroclásticos, 167-168
  progenitor, 217

Matthews, D. H., 56, 59
Mauna Loa, 171
McKinley, William, 438
Meandro(s), 506
  encajado, 513, 514
Mecanismo
  de realimentación, 21
  de realimentación negativa, 21, 693
  de retroalimentación del clima, 693-694
  de retroalimentación positiva, 21, 693
Mena, 765
Menard, H. W., 59
Mercalli, Giuseppe, 356
Mercurio, 792-794
Meseta oceánica, 414, 416
Mesosaurus, 48
Messenger, 793
Metamorfismo
  de contacto, 36, 266, 277-278
  de enterramiento, 280
  de impacto, 282, 283
  de impacto o de choque, 282, 283
  de zona de subducción, 280
  hidrotermal, 36, 278, 423
  regional, 37, 280
  térmico, 36, 277-278
Metasomatismo, 268
Meteoritos, 25, 282, 815
Meteorización, 38
  definición, 202
  diferencial, 215
  esferoidal, 213-214
  mecánica, 203
  productos de, 213
  química, 203
  tipos de, 203-214
  velocidades de, 214-215
Meteoros, 814, 815
Método científico, 15
Mezcla de magmas, 145
Microcontinente, 448
Microplacas, 59
Microscopio de polarización, 137
Migmatita, 284
Milankovitch, Milutin, 594-595
Milonitas, 282
Mineral índice, 284
Minerales, 86-88
  arcillosos, 114
  características de, 86-87
  clases de, 107
  definición, 34, 86
  denominación y clasificación, 107-108
  fabricar vidrio de, 88
  no silicatados, 116-119
  silicatos, 108-114
  suplemento alimenticio, comparación con, 88
  variaciones en la composición en, 99-101
  variaciones estructurales en, 100-101
Minerales no silicatados, 108, 116-119
  clases comunes de, 116
Minerales, propiedades físicas de, 101-107
  densidad y peso específico, 106
  dureza, 103-104
  forma o hábito del cristal, 103
  ópticos, 102-103
Mineralogía, 86
Misión Cartográfica de la Antártida, 14
Modelo(s)
  de drenaje de red enrejada, 519
  de drenaje radial, 519
  de drenaje rectangular, 519
  mareal diurno, 658
  mareal semidiurno, 658
  mareales mixtos, 658
Moho, 386, 388
Mohoroviĉiĉ, Andrija, 386
Moléculas, 90
Montañas
  Apalaches, 452-453
  Henry, 153
  rocosas, 456
Montañas limitadas por fallas, 334, 454-457
  provincia Basin and Range, 454-457
Monte(s)
  Mazama, (Cráter Lake), 145
  McKinley, 438. Véase también Parque Nacional Denali
  Pinatubo, 682
  Redoubt, 482
  submarinos, 33, 416
  Uluru, 612
Monument Valley, 202
Monumento Nacional del Cráter Sunset, 35
Mooney, Walter, 368
Morenci, Arizona, 7
Morley, L. W., 59
Morrena, 582-584
  de retroceso, 584
  lateral y central, 582-583
  terminal y de fondo, 583-585
Moscovita, 112, 113
Mount Rushmore National Memorial, 128
Movimiento de la arena en la playa, 634-638
  corrientes de resaca y 638
  perpendicular a la línea de costa, 635
  refracción de olas y 635-636
  transporte litoral, 636-638
Movimiento orbital circular, 632
Movimiento vertical de la corteza, 458-461
  convección del manto y, 460-461
  isostasia y, 458
Muro, 333

N

Nantucket, 629
National Hurricane Center, 659
National Ice Core Laboratory, 672
Nave espacial *Cassini*, 806
Nebulosa
  de la Laguna, 26
  solar, 24, 712, 782
Neptuno, 807-810
Neutrones, 89, 306
Nevado del Ruiz, 180
Neviza, 570
New Horizons, 817
Newton, Isaac, 59
Nivel D''. *Véase* capa D''
Nivel de base, 508-510
  absoluto, 509
  corrientes gradadas y, 508-510
Nivel freático, 535-538
  colgado, 543
  definición, 535
  interacción del agua subterránea y, 536
  mapa de, 537
  variaciones en, 535-536
Nivel piezométrico, 548
Niveles de base
  locales, 509
  temporales, 509
No ferromagnesiano. *Véase* Silicatos claros
Nube ardiente, 178-180
  San Pedro, destruido por, 179-180
Nube de Oort, 25, 814
Núcleo, 26, 28, 77, 89, 306, 389-391, 812
  externo, 28, 389
  interno, 28, 390-391
Número
  atómico, 89-90, 306
  másico, 94

O

Obsidiana, 87, 88, 132, 136, 138
Océano Atlántico, 427
Ocultación, 808
Ojo del huracán, 652
Olas, 630-633
  altura de, 631
  características de, 631-632
  erosión y, 633-634
  movimiento orbital circular y, 632
  zona de rompiente en, 633
Old Faithful, 545
Oldham, Richard Dixon, 389
Oleada(s)
  de temporal, 652-653
  glaciares, 572
Oleoducto trans-Alaska, 370
Olivino, 112, 114, 383, 388, 423
Onda(s)
  de cuerpo, 353

de superficie, 353
primarias (P), 353, 354
refractadas, 387
secundarias (S), 353, 354
sísmicas, 29, 346, 362
Opaco, 102
Organ Pipe Cactus National Monument, 602
Orientación de la pendiente, 219
Orogénesis, 438
Over the Mountains (Collier), 4
Oxidación, 211
Ozono, 676

P

Paleoclimatología, 669
Paleomagnetismo, 51-54
campo magnético terrestre y, 52
definición, 52
deriva polar aparente y, 52, 54
movimiento de placas y, 75-76
Paleontología, 300
Paleosismología, 371
Pangea, 46, 47, 71
Paraconformidad, 297
Pared del ojo, 652
Parícutin, 174-175
Parque nacional
Arches, 338
Capital Reef, 232
Denali, 438, 576
Glacier, 336
Great Sand Dunes, 238
La Calzada de los Gigantes, 130
Montañas de Guadalupe, 241
Saint Elias, 583
Zion, 36, 238
Partícula
alfa, 306
beta, 306
Pasta, matriz, 132
Pasteur, Louis, 15
Pavimento desértico, 614-616
Pedernal, 243, 244
Pegmatitas, 132-133, 767
Pendientes sobreempinadas, 471
Perfil
de reflexión sísmica, 409
longitudinal, 500
Peridotita, 28, 388
Perímetro del cauce, 499
Periodo, 311
de ola, 631
de semidesintegración o vida media, 307
devónico, 731, 732
glacial cuaternario, 592
Permafrost, pergerisuelo, 486-488, 699
Permeabilidad, 538
Perrault, Pierre, 543
Peso específico, 106
Petróleo, 751-753
formación del petróleo y, 751
trampas petrolíferas y, 752-753
Piccard, Jacques, 415
Pico Sarychev, 195
Pie de talud, 33, 413
Piedras preciosas, gemas, 118
Piroxenos, 114, 423
Piscina Grand Prismatic, 726
Pizarra, 36, 273
Pizarrosidad, 270
Placa(s), 58, 60-61
de Farallón, 398, 431
de raya, 102
litosférica, 59-61
tectónica, 58-62
Placeres, 771
Planeta(s)
enanos, 816-817
exteriores, 784
interiores, 784
joviano, 784, 785
terrestre, 783, 785
Planetesimales, 25, 29, 712, 782
Plano
axial, 327
de estratificación, 255
Plataforma(s)
continental, 33, 413
de abrasión, 638
estables, 33
glaciar de Groenlandia, 51
glaciar Filchner, 568
glaciar Larsen B, 568
glaciar Ross, 568
glaciares, 567
Playa(s), 254, 610, 630
alta, 630
baja, 630
lago, 610
movimiento de la arena sobre, 634-638
Pliegue(s), 327-331
monoclinales, 331
Plumas del manto, 72-75, 192, 427-429
movimiento de placas y, 73-75
puntos calientes y, 72-73
Plutones, 150
Población mundial, 7
Polaridad
invertida, 56
normal, 56
Polen fósil, 673
Polimerización, 109
Polimorfos, 100, 107
Pórfido, 132
Porosidad, 538
Potasio-argón, 308-309
Powell, John Wesley, 294, 508-510
Pozo(s), 546-548
artesiano no surgente, 548-549
artesiano surgente, 548
Pratt, J. H., 460
Precipitación media anual, 605
Predicción del recorrido, 659
Presa de Asuán, 761
Presa Glen Canyon, 762
Presión de confinamiento, 267, 321, 324
Prisma de acreción, 414, 444
Problemas para la extracción del agua subterránea, 549-555
contaminación de agua salada y, 551
contaminación y, 551-555
recurso no renovable, tratamiento como, 550
Procariotas, 727
Procesos externos, 202
Procesos gravitacionales, 202
cambio en la pendiente y, 468
desarrollo de las formas del terreno, 466-468
deslizamiento de rocas y, 479-480
deslizamiento rotacional, 477-479
deslizamientos submarinos y, 488
flujo de derrubios y, 480-483
flujo de tierra, 484
movimientos lentos, 484-486
paisaje de permafrost y, 486-488
Procesos gravitacionales, clasificación de, 474-477
tipo de material, 474
tipo de movimiento, 474-475
velocidad de movimiento, 475-477
Procesos gravitacionales, controles y desencadenantes de, 468-474
papel del agua como, 468-469
pendientes sobreempinadas, 468
terremotos, 472-473
Procesos ígneos, 127
Protones, 89-90, 306
Protoplanetas, 712, 783
Protosol, 24
Provincia Basin and Range, 454-457
Pulido, Dionisio, 174
Pumita, 87, 138, 168, 169
Punto(s)
calientes, 72, 75, 192
de cruce, 387
de Curie, 52

Q

Qui Ying, 559
Quilate, 93

R

Radiación electromagnética, 702
Radiactividad, 306
Rainier, Monte, 180
Rasa, 639
Rasely, Bob, 483

Rebote elástico, 348, 349
Reconnaissance Orbiter, 799
Recristalización, 246
Recumbente, 328
Recursos energéticos, 749-751. *Véase también* Combustibles fósiles
Recursos minerales no metálicos, 773-775
  aparición y usos, 773
  materiales de construcción, 774
  minerales industriales, 774-775
Recursos minerales, 765-775. *Véase también* Recursos minerales no metálicos
  meteorización y, 771
  procesos ígneos y, 766-770
  procesos metamórficos y, 770
Recursos no renovables, 748
Recursos renovables, 748
Redes de drenaje, 518-521
  captura y, 521
  erosión remontante y, 521
  formación de una garganta, 519
Reflujo de la marea, 658
Refracción de las olas, 635-636
Región de retroarco, 441
Regolito, 216
  lunar, 792
Reid, H. F., 348
Rendimiento específico, 539
Réplicas, 348
Reptación, 485
  de falla, 350
Resaca, 633
Reservas, 765
Retención específica, 539
Retroceso de escarpe, 506
Richter, Charles, 357-359
Rift del este de África, 60, 63, 425
Río
  Colorado, 504, 514
  Knik, 509
  Red Deer, 514
  Snake, 515
Riolita, 135-136
Ríos, 496
Rizaduras (ripple marks), 256, 257
Roca almacén, 752
Roca de tapa impermeable, 752
Roca ígnea intrusiva, 34, 127
Roca protolito, 264, 268-269
Rocas, 34-38. *Véase también* Tipos específicos
  aborregadas, 580
  definición, 87
  evidencia de deriva continental en, 49
  ígneas, 34
  metamórficas, 36-38
  sedimentarias, 35-36
Rocas ígneas, denominación, 34, 38, 126, 127, 134-140
  clasificación de, 134-135
  extrusivas, 34, 128
  félsica (granítica), 134-138
  intermedia (andesítica), 139
  máfica (basáltica), 139
  piroclástica, 139-140
Rocas metamórficas, 36, 38-39, 273-277
  foliadas, 273-276
  no foliada, 276-277
Rocas plutónicas, 127
Rocas sedimentarias, 35, 38
  ciclo de rocas y, 233
  ciclo del carbono, 247-248
  clasificación de, 248-251
  definición, 233-234
  detríticas, 234-240
  diagénesis y, 246-248
  estructuras de, 255
  identificación de, 250
  importancia de, 232
  litificación y, 248
  orgánico, 245-246
  orígenes de, 233-234
  química, 240-245
Rocas sedimentarias detríticas, 35
  arenisca, 236-239
  brecha, 239
  clasificación del tamaño de las partículas para, 235
  conglomerado, 239-240
  definición, 234
  identificación de, 250
  lutita, 235-236
Rocas sedimentarias orgánicas
  carbón, 245
  definición, 234
  identificación de, 250
Rocas sedimentarias químicas, 35
  caliza, 240-243
  definición, 234
  dolomía, 243
  evaporitas, 244-245
  identificación de las, 250
  sílex, 243, 244
Rocas ultramáficas, 129, 130
Rocas volcánicas, 128
Rompeolas, 644
Rompientes, 633
Roof pendant, 278
Runcorn, S. K., 52
Ruptura continental, 63, 423-430
  mecanismos para la, 427-430

S

Sagan, Carl, 687
Sal, 775
Saltación, 504, 612-613
San Rafael Swell, 332
Santa Elena, monte, 24, 149, 159-160, 176, 180, 185, 481, 482, 682
Saturno, 804-807
Scott, W. B., 51
Sedimentación cristalina, 144
Sedimento(s), 35, 38, 222
  del fondo oceánico, 670-671
  detríticos, 35
Segregación magmática, 766
Seiches, 362
Selección, 236-238, 505
Sequía(s), 541-542
  agrícola, 541, 542
  hidrológica, 541
  meteorológica, 541, 542
  socioeconómica, 541
Serie de reacción de Bowen, 143-144, 148, 214
Sheep Mountain, 4, 329
Shubin, Neil, 734
Sierra Nevada, 446-447
Sierras costeras, 446-447
Sílex (chert), 243, 244
Silicato(s), 108-115
  claros, 111-114, 128
  estructuras, ensamblaje, 110-111
  minerales, comunes, 111-115
  oscuros, 114-115, 128
  tetraedro silicio-oxígeno, 109-110
Sills, 151-152
Sinclinales, 327-330
Sismo precursor, 348
Sismógrafo, 352, 353
Sismograma, 352, 355
Sismología
  definición, 352
  sismógrafos y, 352-355
Sistema(s), 20
  abiertos, 21
  cerrados, 21
  climáticos, 668
  de dorsal oceánica, 54
  de posicionamiento global (GPS), 76
  fluviales, 497-498
Sistema Solar, 782-788
  cuerpos menores de, 810-817
  planetas y, 783-788
  teoría de la nebulosa, 782-783
  visión de conjunto, 782
Sistema terrestre, 20-23
  ciclos en, 22
  ciencia, 20-22
  definición, 21
  fuentes de energía para, 22
  mecanismos de realimentación y, 21
  partes relacionadas de, 22
  seres humanos y, 23
Smith, William, 305
Sociedad Filosófica Norteamericana, 51
Sociedad Geológica de América, 8
Sojourner, 804
Solifluxión, 485-486
Solum, 220

Sonar, 408
Stair Hole, 320
Stardust, 813
Steno, Nicolas, 98, 295
Stocks, 152-154
Subducción, y formación de montañas, 441-447
Subsidencia, 173, 182, 265, 296, 292, 342, 364, 520, 531, 587, 588, 652
  superficial y agua subterránea, 550, 553
Subsistemas, 20
Sucesión de fósiles, principio de la, 11, 305
Suelo(s), 215
  clasificación, 221
  clima y, 218
  como interfase, 216
  definición, 20, 216
  erosión, 223-226
  formación, control de, 216-219
  órdenes, 221
  perfil, 219-221
  plantas/animales y, 218
  residuales, 216
  tiempo y, 217
  topografía y, 219
  transportados, 216
Supercontinentes, 46, 719-721
Supernova, 24, 712
Superpluma, 460
  africana, 398
Superposición, ley de la, 11, 295
Surtsey, isla de, 173
Sustancias metálicas, 90
Sutura, 450

T

Tabla periódica de los elementos, 90
Tabular (intrusión), 151
Talud continental, 33, 413
Taxonomía del suelo, 221
Taylor, F. B., 59
Tectitas, 283
Tectónica de placas, 58-62, 594
  cambios en, 69
  definición, 58
  glaciación y, 594
  importancia de, 80
  límites de placas y, 61
  mapa de, 60-61
  medida del movimiento de placas 73-76
  perforación oceánica y, 71, 72
  plumas del manto y, 72-75
  probar, modelo, 70-73
  teoría de, 17, 46
Telescopio espacial Hubble, 788, 805, 817
Temperatura terrestre, 391-396
  etapas térmicas, 391
  mecanismos para el flujo de calor, 391-392
  perfil, 394-396
Tenacidad, 103
Teoría, 15
  de la nebulosa, 24, 782-783
  del Big Bang, 24
Terrane, 448
Terraza, 514, 515
  de kame, 587
Terremotos
  causas de, descubrimiento, 347-348
  cinturones y bordes de placa, 359-361
  de megacabalgamientos, 360
  definición, 346
  Este de las Rocosas, 375
  fallas y fracturación, 348-352
  orígenes de, localización, 355-356
  predicción, 367-372
  réplicas y precursores, 348
  tectónica de placas y, 373-375
Terremotos, destrucción causada por, 361-367
  deslizamientos/subsidencia del terreno y, 365
  fuego y, 365
  tsunamis y, 365-367
  vibraciones sísmicas y, 361-364
Terremotos, medición, 356-359
  escalas de intensidad y, 356-357
  escalas de magnitud y, 357-359
Tetraedro silicio-oxígeno, 109-110
Textura(s), 130, 269
  afanítica, 131
  clástica, 249-250
  cristalina, 250
  de grano fino, 131
  de grano grueso, 131
  fanerítica, 131
  foliada, 37
  fragmentaria, 132
  no clástica, 250
  no foliada, 37, 272
  pegmatítica, 132-133
  porfídica, 131
  porfidoblástica, 273
  vesicular, 131
  vítrea, 132
Textura ígnea, 130-133
  definición, 130
  tipos de, 131-133
Texturas metamórficas, 269-273
  foliación, 269-272
  no foliadas, 272-273
Texturas piroclásticas, 132
Theory of the Earth (Hutton), 9
Thieler, Rob, 637
Thoreau, Henry David, 586
Thousand Springs, 543
Tierra, evolución a través del tiempo geológico, 708-741
  características únicas, 708-711
  eón Fanerozoico, 721-726
  era Cenozoica, 737-741
  era Mesozoica, 735-737
  era Paleozoica, 730-735
  historia Precámbrica, 716-721
  nacimiento de un planeta, 712-714
  vida, 726-729
Tierra. *Véase también* Vida en la Tierra
  cara de, 29-34
  esferas, 17-20
  estructura interna de, 26-29
  estudio desde el espacio, 14
  formación de la estructura en capas de, 26-28
  origen de, 24-26
  sistema, 20-23
Tierras altas lunares, 790
Tiktaalik, 734
Till, 581
Tillita, 593
Toba, 139-140
  soldada, 132, 139, 167
Tómbolo, 640
Tomografía sísmica, 397-398
Topografía kárstica, 557-560
Trampa petrolífera, 752-753
Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 10
Translúcido, 102
Transparente, 102
Transpiración, 495
Transporte litoral, 636-638
Travertino, 243
Trenes de valles, 586-587
Triangulación, 356
Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), 14
Tsunami, 173, 360, 365-367
  Alaska 1964, 366
  definición, 365
  Indonesia 2004, 367
  sistema de aviso, 367
Tubos de lava, 166
Turba, 245

U

U.S. Department of Labor, 8
U.S. Geological Survey, 294, 372
U.S. Global Change Research Program (USGCRP), 698
Uniformismo o uniformitarianismo, 9
Urano, 807-810
Ussher, James, 7

V

Vacíos sísmicos, 370
Valle
  colgado, 578
  de Charakusa, 451
  de la Muerte, California, 611
  de rift, 62, 418-419
  San Joaquín, 552

Valles fluviales, 510-515
  definición, 510
  excavación, 510-512
  meandros encajados y terrazas, 513
  ampliación, 513
Vapor de agua, 676
Velocidad
  de escape, 787
  de la corriente, 498
  de movimiento, 475-477
  de sedimentación, 504
Venetz, Ignaz, 592
Ventifactos, 616
Venus Express, 796
Venus, 794-797
Vesículas, 131
Vesubio, 177-178
Vibraciones sísmicas, 361-364
Vida en la Tierra, 726-729
  era Cenozoica, 737-741
  era Mesozoica, 735-737
  era Paleozoica, 730-735
  orígenes, 726-729
Vidrios, 131
Vigilancia de huracanes, 659
Vine, Fred, 56, 59
Viscosidad, 132, 162, 393
  factores que afectan a, 163
Vog, 170
Volátiles, 126, 163, 167
Volcán
  actividad de cambio climático y, 681-684
  anatomía de, 169-170
  Cleveland, 66
  contaminación del aire causada por, 170
  cuello de, 186
  Kilauea, 126
  Osorno, 65
  Redoubt, 445
  riesgos de, 194-195
Volcanes en escudo, 170-173
  definición, 170-171
  islas volcánicas y, 173
  Kilauea, Hawaii, 172-173
  Mauna Loa, 171
Voyager 2, 807
Vulcanismo intraplaca, 189-193

W

Walden Pond, 586
Walsh, Don, 415
Wallace, Alfred, 59
Watkins, N. D., 59
Wegener, Alfred, 46-51, 53, 59, 71
Wilson, H. Tuzo, 68

X

Xenolitos, 153

Y

Yacimiento(s)
  diseminado, 769
  de placeres, 771-773
  filonianos, 769
Yardangs, 616

Z

Zona costera, 629-630
  características de, 629
  playas, 630
Zona de ablación, 573
Zona de acumulación, 572, 573
Zona de fractura, 68, 571
Zona de playa baja, 630
Zona de prerribera, 630
Zona de saturación, 535
Zona de subducción, 64
  de Cascadia, 444
  dinámicas, 441
  estructuras, 440-441
Zona de transición, 28, 388
Zona litoral, 629
Zona no saturada, 535
Zonas de Wadati-Benioff, 374
Zonas metamórficas, 282-285
  minerales índice y, 284, 285
  variaciones en la textura y, 282-284

La décima edición de *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física*, como sus predecesoras, es un texto universitario pensado para servir como estudio significativo, no técnico para estudiantes que cursan su primer año de Geología.

Además de ser informativo y estar actualizado, uno de los principales objetivos de *Ciencias de la tierra* es satisfacer las necesidades de los estudiantes de disponer de un texto fácil de leer y de utilizar, un libro que sea una «herramienta» muy utilizable para el aprendizaje de los principios y los conceptos básicos de la geología.

Las grandes secciones del libro se han vuelto a reescribir en un esfuerzo por hacer más comprensible y accesible el material.

ISBN: 978-84-9035-383-7

PEARSON

www.pearson.es